

岩石礦物礦床學會誌

第三十九卷 第一號

昭和三十年 二月 一日

研 究 報 文

- | | |
|--|---------------------------|
| 長野県伊那地方の領家花崗岩および領家変成岩 | { 石井 清彦
植田 良夫
島津 光夫 |
| 三波川変成岩中の低変成度のペリテイツクな片岩のなかの
パイラルスパイトのガーネット | 都城 秋穂 |
| 数個の煌斑岩及び泥岩のオートラザオグラフ | { 早瀬 一一
堤 得道 |
| 足尾鉍山産鉍石の反射顕微鏡的研究(I) (黄錫鉍及び斑錳鉍) | 山江 徳載 |
| 東稲アダメロ岩々体の岩石学的研究 | 島津 光夫 |

会 報 及 び 雑 報

会員動靜, 本会主任の変更, 会費払込の件, 日本地質学会東北支部総会及び講演会

新 刊 紹 介

Handbook of gem identification. By R. T. Liddicott Jr.
ASTM standards 1952 (part 5)

抄 録

- | | | |
|-----------|---|-------|
| 鉍物學及び結晶學 | Wenzelite と baldaufite の hureaulite
えの一致 | 外 7 件 |
| 岩石學及び火山學 | Kenya, Ruri 高原のアルカリ閃長岩 | 外 5 件 |
| 金 属 鉍 床 學 | Jersey 鉛—亜鉛鉍床 | 外 4 件 |
| 石 油 鉍 床 學 | 原油, アスファルト, 含油岩石に伴うウラニ
ウム及びその他の諸金属 | 外 3 件 |

会 員 名 簿

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室内
日本岩石礦物礦床學會

會 報 及 び 雜 報

會員動靜〔新入会〕 加納富夫（名古屋市中村区岩塚町五反域35）、安部英博（熊本市黒髪町下立田 550 の 2 野村方）。

〔轉居及び轉勤〕 阿古目邦夫（北海道札幌郡豊平町石山 278 豊羽鉱業所）、常 子文（東京都中野区宮園町 2 の 29）、チャールズ・イ・タトル商会（東京都文京区江戸川町15）、高島 清（広島市基町 1 広島通産局内地質調査所）、一杉武治（東京都千代田区丸の内 2 の 18 内外ビル電源開発 K. K.）、村岡 誠（東京都千代田区丸の内 1 の 4 新丸ビル 6 階松尾鉱山 K. K. 技術部）、堀内恵彦（東京都世田ヶ谷区下馬 2 丁目 39）、島田忠夫（東京都新宿区市ヶ谷河田町 8 工業技術院地質調査所石油課）、吉本敏夫（北海道空知郡明治上芦別鉱業所東町）、馬野福夫（静岡県田方郡修善寺町熊坂 42）、高橋純一（東京都杉並区和田本町981）

〔逝去〕 本会顧問嵯峨一郎氏御逝去の報に接し、こゝに本会は謹んで哀悼の意を表する。

本會主任の變更 本会役員中本年度の庶務主任としては植田良夫君、会計主任としては千藤忠昌君、図書主任としては萱木浅彦君が委嘱せられた（編集係）。

會費拂込の件 会費の精算を行つておりますから、昭和 29 年度 会費（400 円）未納の方は至急本会（振替 仙台 8825 番）宛お払込み下さい。

日本地質學會東北支部總會及び講演會 昭和 29 年 10 月 22 日午前 9 時より岩手大学工学部で日本地質學會東北支部總會及び講演會が開催された。總會議事に引き続き半沢正四郎氏の“岩手県の地質、”と題する記念講演があり、ついで次の學術講演が行われた。

岩泉町附近に於ける古生層の確認（長谷弘太郎）、仙台附近の地質について 3 つの問題（生出慶司）、浮遊性有孔虫群より見た秋田油田南部の第三系（岩佐三郎）、岩手県和賀郡本畑炭砒附近の地質について（及川昭四郎）、磐石盆地西縁部の地質について（村井貞允、佐藤二郎）、福島県四倉町附近の浅貝層の有孔虫化石群について（樋口雄、猪股虎彦）、常磐炭田湯長谷層中の砂岩の粒度分析結果（岩井淳一）、登米地区に於ける三疊系の基底について（植田房雄）、大野層について（小貫義男）、青海石灰岩南側の蛇紋岩と緑泥片岩（藤田博志）、北上山地のマンガン鉱床の研究（2）岩手県金沢鉱山、大谷山鉱山のマンガン鉱床（高橋維一郎）、松尾鉱山の富鉱床と地質構造について（及川準之助）、鬼首湖成層の堆積學的考察—災害問題に関連して（島田昱郎）、田老鉱床と日立鉱床の錳の内変動帯と a—線構造について（加納博）、釜石鉄銅鉱床富鉱体の特性（和田成人）、松尾鉱山に於ける鉱水地下水処理とその成果について（藤田勇雄）、井水位並に井水温の継続観測（酒井軍治郎）、福島県霊山附近の玄武岩類について（八島隆一）。

続いて同夜 6 時からは磐温泉に於いて懇親會が催され、翌 23 日には教育會館ホールで、地学教育を振興せよ（藤本治義）、原子力問題とウラニウム資源（渡辺万次郎）の公開學術講演會が開かれ、多数の市民が来聴した。

研究報文

長野縣伊那地方の領家花崗岩および領家變成岩

The Ryōke granites and Ryōke metamorphics at the
Ina district, Nagano Prefecture.

石井清彦 (Kiyohiko Ishii)*

植田良夫 (Yoshio Ueda)*

島津光夫 (Mitsuo Shimazu)*

Abstract: Ina district is located at the northernmost of the Ryōke zone and mainly composed of Ryōke-granites, Ryōke-metamorphics and non-metamorphic sediments. The eastern margin of this district along the median tectonic line is composed of the Kashio Gneiss. These complex grade into non-metamorphic sediments toward west. The Ryōke zone of this area mainly comprises metamorphic rocks, granites and some migmatites. The Ryōke metamorphic rocks are composed of schistose hornfels, mica schists, banded gneisses, meta-diabases, quartz schists and crystalline limestones. From mode of occurrence and petrographic feature, migmatites of this area can be divided into the following three rock types.

- 1 Schistose fine grained biotite granite and granitic gneiss.
- 2 Gneissose granite.
- 3 Fine grained two mica migmatite.

Schistose coarse and medium grained hornblende-biotite granodiorite are widely distributed in the southern part. Medium and coarse grained biotite granites occur in the northern part with the form of stock. Kashio Gneiss is composed of porphyritic biotite gneiss and hällflintaic gneiss. The relation between metamorphism, granitization, and granite intrusion may be explained as follows :

1. The Ryōke metamorphics have been introduced by regional metamorphism and some of them at the eastern part have been passed into the migmatite of the first type.

* 東北大学理学部岩石礦物礦床学教室

2. After the metamorphism and granitization, metamorphic rocks were intruded by schistose coarse grained norrblande biotite granite. As a result of the intrusion, some of invaded rocks have been locally migmatized to the second and third type.

1. 緒 言

この地域は領家帯の最北限にあたり、東部の鹿塩は鹿塩片麻岩の標式地として知られている。領家帯については、古くから各地で数多くの研究がなされている。その一つ一つについては省略するが、この報告に関係した南部の地域について簡単に記したい。筆者等の一人、石井¹⁾は七万五千分の一「恵那山図幅」の調査を1927年に行っているが、その後、1937年に岩生周一²⁾は天竜峡附近の研究を行い、同地域は1942年小出博³⁾によつてさらに研究されている。一方、鹿塩片麻岩の研究も古くから行われてきたが、1939年杉山隆二⁴⁾は詳細な総括的な研究を報告している。また南部の毛無山附近は球顆岩の産地として知られ、竹内英雄⁵⁾、河野義礼⁶⁾によつて研究がなされている。周辺の地域には、このように多くの研究があるが、この地域の全体についてはほとんど報告されていない。近年、北部の高遠附近、南部の大鹿附近などが領家グループの人達によつて調査されている。筆者等は1953年夏、長野県資源調査研究会の依頼でこの地域を調査する機会を得て、長藤村から喬木村に至る間を踏査した。概略ではあるが報告して大方の御叱正を得たいと思う。

なお調査の機会を与えて頂いた長野県資源調査研究会、高橋純一氏、浅川公治氏に厚く感謝の意をあらわす。

2. 地 質

(1) 地 質 の 概 要

この地域は中央構造線をその東縁とし、天竜川を西縁とする地域で、所謂領家帯に属する。地域の大半は主として花崗岩および変成岩より構成されているが、北部には未変成の秩父古生層が分布し、片状ホルンフェルスを経て、雲母片岩、縞状片麻岩に移過する。中央構造線に沿つて圧碎岩（鹿塩

- 1) 石井清彦；恵那山図幅 (7.5000:1) および同説明書，地質調，1927.
- 2) 岩生周一；長野県天竜峡附近の領家変成岩と花崗岩との野外における関係，地質雑，44，1937.
- 3) 小出 博；天竜峡附近の花崗岩類，東大農演習林報告，30，1942.
- 4) 杉山隆二；所謂中央線に沿える地帯に分布する諸岩石の研究，地質雑，46，48，1939，1941.
- 5) 竹内英雄；毛無山産球顆岩石の研究及びその附近の地質，(I)，(II) 岩鉱，22，1933.
- 6) 河野義礼；毛無山産球顆岩石の化学的研究 (I)，(II) 岩鉱，22，1938.

片麻岩) が帯状に分布し、また西縁には数段の段丘堆積物が発達している。

(2) 古 生 層

粘板岩、砂岩の互層からなり、所によつては礫岩、珪岩、石灰岩、シャールスタインを挟んでいる。地域の北部、上伊那郡藤沢村、東箕輪村および富県村の一部に露出し、その多くは片状ホルンフェルスとなっている。走向は $N20^{\circ}E \sim 30^{\circ}E$ 傾斜は 70° 以上の場合が多い。礫岩は藤沢村片倉から東箕輪村日影入に越える登り口および峠附近に、数 m \sim 10 数 m の厚さで数層挟在している。礫の大きさは径数 cm 以下のものが多く、角岩、砂岩を主とし、花崗岩礫はみられない。シャールスタインは伊那村から富県村にかけて、200m \sim 300m の厚さで連続し、天竜川岸の猿岩附近では、粘板岩とうすく互層している。なお、しばしば輝緑岩を含み、また輝石角閃石岩、蛇紋岩が貫いている。なおこれらの多くは熱変成をうけている。石灰岩は高雄山頂附近に露出する。古生層の大部分は変成作用をうけており岩石学的性質は後述する。

3. 花崗岩および変成岩類

(1) 領家帯の構成岩石

この地域の領家帯の構成メンバーは下のようなものからなっている。領家変成岩は片状ホルンフェルス、雲母片岩、縞状片麻岩の各帯よりなっているが、それらは広い範囲にわたり混成岩化をうけているので、明確に帯区分することはむずかしい。

領家変成岩

a. 片状ホルンフェルス

紅柱石雲母ホルンフェルス

角閃石—斜長石岩

b. 雲 母 片 岩

雲 母 片 岩

石 英 片 岩

変 成 輝 緑 岩

晶 質 石 灰 岩

c. 縞 状 片 麻 岩

第1図

(1)

(2)

(3)

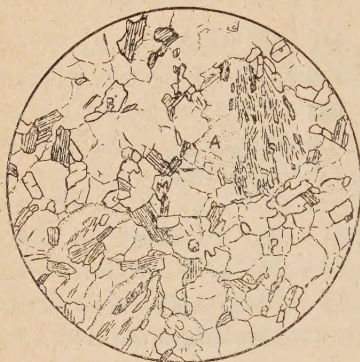


(1) 細粒両雲母混成岩(混成岩III)中の雲母片岩の“くいのこし”

(2) 片状細粒黒雲母花崗岩(図の右の部分)を貫く半花崗岩脈(混成岩IとIIの関係)

(3) 片状細粒花崗岩(混成岩I)と雲母片岩の野外の関係

第2図 細粒両雲母混成岩(混成岩III)



P: 斜長石 B: 黒雲母 A: 紅柱石
Q: 石英 M: 白雲母 S: 珪線石

粒花崗岩の周縁には広い範囲にわたり、混成岩を生成している。高遠以北では黒雲母花崗岩に貫かれて、狭い幅に接触変成をうけている。紅柱石—黒雲母ホルンフェルス、紅柱石—白雲母—黒雲母ホルンフェルス、黒雲母ホルンフェルスが主なるものである。多量の赤褐色黒雲母を特徴とし、石英、斜長石、白雲母を含み、紅柱石が斑状変晶として生じている。片状構造が発達し、黒雲母、白雲母が平行に配列する傾向が著しい。その他燐灰石、ジルコンを含んでいる。

b. 雲母片岩および縞状片麻岩 産状に次の3つの場合がある。1) 片状ホルンフェルスに移過して、やや帯状に分布し、東部で花崗片麻岩に移過するもので、南部は粗粒花崗岩に貫かれる。伊那村東部、中沢村などに分布する。2) 細粒両雲母混成岩中に「くいのこし」の形で含まれるもので、中沢村の各所に分布し早草附近では珪岩を挟んでいる。3) 片状粗粒花崗岩中に捕獲されるもので、生田村障子山附近のように、珪岩の厚い層を挟む場合がある。この捕獲岩状の岩塊の伸長方向および片理は、 $N40^{\circ}E$ で片状花崗岩の流理方向に一致しているが、片岩類の層理はこれと斜交している。

細粒両雲母混成岩中のものには、紅柱石、珪線石を含むものもあつて、両雲母片岩が黒雲母片岩と伴っている。片状粗粒花崗岩中にとりこまれているものは、緻密でホルンフェルス状の黒雲母片岩で、片状細粒黒雲母花崗岩に移過する場合がある。縞状片麻岩は1)の産状を示し、東部に分布するものが多く、高遠町非持除、中沢村大洞、大鹿村桶谷附近に良く発達する。黒雲母片麻岩を主とするが、角閃石—黒雲母片麻岩も含まれ、堇青石を含むものもみられる。

黒雲母片岩は淡褐色の黒雲母、石英、斜長石、カリ長石を主とし、燐灰石、ジルコン、榍石を含み、柎榴石を生じているものもみられる。白雲母黒雲母片岩はさらに

混成岩

I 型 片状細粒黒雲母花崗岩

II 型 片麻岩状花崗岩

III 型 細粒両雲母混成岩

花崗岩

片状粗粒閃雲花崗岩

片状中粒閃雲花崗岩

黒雲母花崗岩

圧砕岩

「ヘレフリンタ」状片麻岩

斑状黒雲母片麻岩

(2) 領家變成岩

1. 泥質および砂質岩源の変成岩

a. 片状ホルンフェルス 不変成古生層、黒雲母粘板岩に移過し、地域の北部に広く分布している。内側では片岩—片麻岩に漸移している。粗

白雲母を含むもので、所によつては、紅柱石を含んでいる。紅柱石は黒雲母、燐灰石、炭質物を包裹している。珪線石も黒雲母の周囲に繊維状の集合として生成している。石英片岩は粒状の石英と少量の黒雲母、白雲母からなっている。縞状片麻岩は斜長石、微斜長石、石英、黒雲母および角閃石を主成分とし、その他燐灰石、ジルコン、褐簾石を含んでいる。斜長石はアルバイト、ペリクリンの聚片双晶が発達し、周縁にミルメカイトを作っている。黒雲母は褐色片状、角閃石は他形で緑色である。有色鉱物は黒雲母のみを含むものもある。そのような黒雲母片麻岩には重晶石や柘榴石を有するものもみられる。

2. 塩基性火成岩源の變成岩 片状ホルンフェルスの分布地域では、それらに挟まれて、猿岩附近より N30°E の方向に伸びて、シャルスタインを源岩とする角閃石—斜長石岩を産する。東部の分杭峠の西や、桶谷附近に産する角閃石に富んだ縞状片麻岩は塩基性岩源と思われる。その他のものは、大部分片状粗粒花崗岩中に捕獲される輝緑岩源のものが多く、塊状で、生田村峠附近、大鹿村滝沢附近、南向村桑原滝附近、喬木村野田原附近に産している。斑斕岩を源岩とするものが、桶谷附近で角閃片麻岩中に含まれ、喬木村大島附近の川床に転石として認められる。

a, 變成輝緑岩 斑晶状の斜長石および石英、角閃石、黒雲母よりなり、斑晶の斜長石は、アルバイトカールスパド式双晶発達し、累帯構造をなし、角閃石は緑色、黒雲母は片状で赤褐色を示す。その他燐灰石、榍石を含む。

b, 變成橄欖斑斕岩 橄欖石、紫蘇輝石、角閃石、斜長石を主とし、白雲母および少量のスピネルを伴っている。紫蘇輝石または褐色角閃石はボーキリテックに橄欖石を包裹し、紫蘇輝石の周りにはまた淡緑色角閃石を生じている。橄欖石は紫蘇輝石の rim をもっている。斜長石は量が多く、アルバイト、ペリクリンの聚片双晶が発達する。スピネルは緑色である。

附。石灰岩は中沢村落合、大曾倉に産するが、結晶質で、柘榴石、ヘデンベルグ輝石などのスカルン鉱物および電気石を生じている。

(3) 混 成 岩

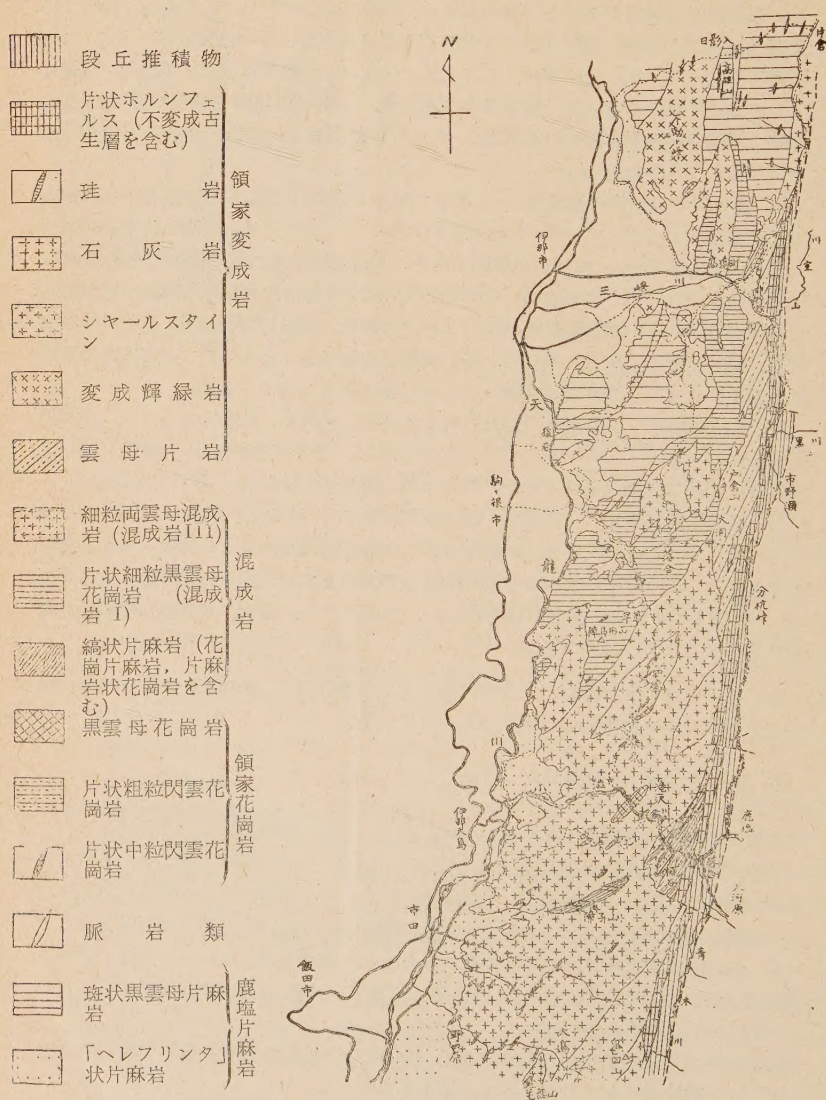
これは次の三つの型に分けられ、分布、産状、岩石学的性質は次のようである。

I 型 片状細粒黒雲母花崗岩(および花崗片麻岩) 東部の縞状片麻岩の分布地域に産し、それに移過し、中沢村大洞、大鹿村桶谷附近に良く発達する。細粒黒雲母花崗岩は大鹿村落合の南から、喬木村にわたつて、東縁に带状に分布し、片状粗粒花崗岩に貫かれ、南向村四徳附近では大きな捕獲岩体のような産状を示している。東縁の新九郎滝附近では、種々の岩相を示し、斑状石英閃緑岩、黒雲母片麻岩が縞状に交互に産し、黒雲母片岩を挟んでいる。

四徳附近でも黒雲母片岩を数多く挟んでいる。これらは西側の細粒両雲母混成岩中にも小規模に含まれ、黒雲母片岩に移過する。

斜長石、石英、微斜長石、黒雲母よりなる花崗閃緑岩で、副成分として褐簾石、燐灰石、ジルコンを含む。斜長石はアルバイト、ペリクリン双晶発達し、周りにミルメカイトを生じているものが多い。石英も量が多く波動消光をなし、黒雲母は淡褐色片状である。その他柘榴石を含むものもみられる。

第3図 長野県伊那地方地質図



II型 片麻岩状花崗岩 縞状片麻岩、花崗片麻岩と粗粒花崗岩の接触部に小範囲に分布し、中沢村大洞附近に良く発達する。縞状片麻岩の片理にはほぼ平行に、1~3cmの中で半花崗岩質脈が進入している。

両者の境が明らかな場合もあるが、両者の間に反応のみられる場合が多く、全体として花崗閃緑岩質となつている。この進入状態は *lit-par-lit injection* の様な規則的なものではなく、細粒、不均一なものである。このような関係は桶谷附近でもみられ、また類似の関係は南向村桑原滝附近の大きな塩基性岩源の捕獲岩体中にもみられる。岩質は石英閃緑岩質の部分もある。

斜長石、角閃石、黒雲母と少量の石英からなる石英閃緑岩質の部分と、斜長石、正長石、石英からなる花崗岩質の部分が縞状をなしている。斜長石は聚片双晶、累帯構造発達し、またミルメカイトを生じている。微斜長石は間を埋め、石英は粒状で波動消光を示している。角閃石は他形で濃緑色、黒雲母は片状濃褐色を示す。その他褐簾石、榴石、鱗灰石、ジルコンを含む。

III型 細粒両雲母混成岩 西部の粗粒花崗岩に接する南向村、中沢村附近から北北東に伸びて、高遠の北迄、かなり広い範囲に産している。西側では片状ホルンフェルスに移過し、東側では縞状片麻岩と互層している。片状粗粒花崗岩はそれらを貫いている。この型の混成岩として一括したものは、種々の岩相からなり、片理を示さない部分もかなり多いが、細粒で、両雲母を大部分のものが含むことで特徴づけられる。所々に黒雲母片岩、両雲母片岩、石英片岩または珪岩、および縞状片麻岩を“くいのこし”状に含み、それらに移過する関係が認められ、明らかにそれらから変化したものであることが推定される。

カリ長石の大きな変状斑晶を生じているものもあり、また柘榴石を生じているものもみられる。ペグマタイト質な部分もあり、一部には優白質な両雲母花崗岩が岩脈状に産する。鏡下では、紅柱石を含むこと、珪線石を含むことが特徴的である。斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、白雲母、および紅柱石が粒状構造を示し、副成分として鱗灰石、ジルコン、磁鉄鉱を含んでいる。斜長石は聚片双晶を生じ、周りに曹長石の rim、またはミルメカイトを生ずる。カリ長石は斑晶状に発達する場合が多く、ベルト石質で、黒雲母、白雲母を包裹している。黒雲母は濃赤褐色片状で、黒雲母片岩のものより濃い色を示している。白雲母を伴い、また珪線石を伴っている。紅柱石は他形で、周りおよび割目に沿って分解して、黄色の変質物を生じている。珪線石はその中に包裹されるものが多い。褐簾石、柘榴石を含むものもみられる。岩脈状の両雲母花崗岩は石英、斜長石、微斜長石、黒雲母、白雲母からなっているが、各粒は不規則に入りこんでいる。石英は量が最も多く、波状消光を示し、斜長石は聚片双晶発達し、黒雲母は赤褐色である。

これら三つの型の混成岩は、その産状、岩石学的性質から判断すると、I型は交代性のもので、花崗岩進入に先立つて、広域に行われた花崗岩化作用の産物と考えられ、II型は直接に、進入花崗岩から半花崗岩質の物質が供給された、所謂層間進入型のもの、III型は直接の関係は明らかではないが、恐らく花崗岩漿進入の末期に濃集した残留成分 (K, Al, Si) のやや広域的な浸潤によりもたらされ、一部は流動性を持つに至つたものではないかと推察される。

(4) 領家花崗岩

本地域の南半分に広く分布する片状粗粒閃雲花崗岩と南端の喬木村大島の毛無山附近に小規模に産する球顆岩を含む片状中粒閃雲花崗岩および伊那村、富県村では小さな岩株状に産し、高遠以北ではやや大きな岩体をなしている中粒～粗粒黒雲母花崗岩からなっている。各花崗岩の關係は、片状中粒閃雲花崗岩が片状粗粒花崗岩を貫いていると思われるが確かではない。北部の黒雲母花崗岩は片理がなく、この地域の三つの花崗岩のうちでは、最もおくてて侵入したものと思われる。ただし、これらの間にも大きな時期の隔りを考えることは難しい。

1. 片状粗粒閃雲花崗岩¹⁾ 有色鉱物の量に変化があつて、閃雲花崗閃緑岩、黒雲母花崗閃緑岩から、カリ長石の斑晶を含む優白質な黒雲母花崗岩まで岩相が変化する。斜長石、微斜長石、石英、黒雲母および角閃石を主成分とし、褐簾石、ジルコン、燐灰石、榧石、磁鉄鉱を副成分として含む。斜長石は聚片双晶が発達するが、カールスバド双晶は少い。ミルメカイトを周縁に作るものもみられる。微斜長石はベルト石質で、大きな結晶をなすが、微斜長石構造は部分的である。黒雲母は褐色片状、角閃石は暗青緑色である。褐簾石の量が比較的多い²⁾。球顆を一部に含む片状中粒閃雲花崗閃緑岩³⁾も岩質的には殆んど片状粗粒花崗岩とかわらない。

2. 黒雲母花崗岩⁴⁾ 灰色あるいは灰白色を呈する中粒ないし粗粒の花崗岩で、石英、斜長石、カリ長石および黒雲母を主成分とし、ジルコン、磁鉄鉱、燐灰石、榧石を副成分とする。斜長石は聚片双晶が良く発達している。カリ長石は一般に汚濁している。黒雲母は自形～半自形である。この岩石は比較的均質で、片理がなく、所によつてはpegmatite質となつている。

附) 脈岩類

黒雲母花崗岩およびこれに近接する古生層中に、これらを貫いて半花崗岩、pegmatiteの小岩脈がみられ、また北部には、輝石玢岩⁵⁾、角閃玢岩などの脈岩類がやや大きな岩体をなして産している。

(5) 壱 碎 岩

中央構造線に沿つて細長く带状に分布し、鹿塩片麻岩といわれているものである。所謂「ヘレフリンタ」状片麻岩といわれたものには、灰色ないし青灰色、灰褐色の緻密な岩石で、縞状をなすもの、チャートのようなもの、小さな斑晶を有し、一見斑岩状のものなどが含まれている。これらはこの帯の東側に分布し、所々で千枚岩を貫いたような産状を示している。その西側には、不規則な縞状、または小さな眼球状の、淡褐色ないし褐色の黒雲母片麻岩が、やはり带状に分布している。この岩石は東側の「ヘレフリンタ」状片麻岩と交互に産する（新しい断層に界される？）關係がみられ、又西側の花崗片麻岩、縞状片麻岩、片状花崗岩に移過している。なお、それらの

- 1) 恵那山図幅の片状閃雲花崗岩および片状黒雲母花崗岩に相当し、小出博の天竜峡花崗岩に相当するものである。
- 2) 褐簾石はこの地域の花崗岩、混成岩、圧碎岩に含まれている。
- 3) 恵那山図幅の角閃花崗岩に相当する。
- 4) これに相当するものは南部では認められない。
- 5) 石井清彦、植田良夫：長野県上伊那郡の複合岩脈、岩礁，38，1954。

片麻岩、花崗岩類の中にも、中央構造線よりかなり離れた範囲迄、ミロニティックな岩相を示すものが認められる。「ヘレプリンタ」状片麻岩は明らかに、cataclastic な性質を持つているが、斑状黒雲母片麻岩は碎状擬斑晶を有し、鉱物成分からは、ホルンフェルス～雲母片岩の岩相を示し、むしろ、protoclastic なものと考えられる。混成岩の性質を有するミロニティックな岩石もみられ、圧碎作用の初まりは、花崗岩化作用、花崗岩侵入に引きつづいた時期と推察される。

1. 「ヘレプリンタ」状片麻岩 片理性を有し、小さな碎状擬斑晶を有するものが多い。斑晶は主として、微斜長石、斜長石よりなるが、量は少い。石基は細粒で石英、カリ長石、斜長石（曹長石）を主とし、その他黒雲母、絹雲母などの微細な葉片状の結晶からなっている。緑色角閃石を含むもの¹⁾もある。褐簾石、磷灰石、榍石を少量含み、また二次的に緑簾石、方解石を生じているものもみられる。

2. 斑状黒雲母片麻岩 斜長石、微斜長石の碎状擬斑晶と石基をなす石英、斜長石、カリ長石、黒雲母および褐簾石、磷灰石、榍石よりなっている。黒雲母は方向性をもつて配列する。斜長石にはペリクリン、およびアルバイトカールスバド双晶が発達する。不規則な外形をもち、裂目を生じ、また双晶の撓曲するもの、波動消光を示すものが多い。微斜長石も不規則な外形を有し、周りに rim 状にミルメカイトを生ずる。黒雲母は淡褐色、碎片状で、斑晶をとりまいているものもみられる。

4. 領家帯の總括

地域の北部には、最外側部に不変成の古生代が分布しているが、黒雲母粘板岩、片状ホルンフェルスを経て、内側では、黒雲母片岩ないし縞状片麻岩となつている。領家変成岩としては、片状ホルンフェルス、黒雲母片岩、縞状片麻岩およびそれに挟在する石灰岩、変成輝緑岩などである。その産状には種々の場合がある。これらの変成作用は片状粗粒閃雲花崗岩の侵入に先立つて、広域に行われ、片状ホルンフェルス、黒雲母片岩および縞状片麻岩が常状に生じ、東部では、さらに著しい物質の供給の下に、花崗岩化作用が行われ、片状細粒黒雲母花崗岩および花崗片麻岩などの混成岩を生じたものと考えられる。変成作用、花崗岩化作用の行われた後に、この地域の南部に広く分布する片状粗粒閃雲花崗岩、片状中粒閃雲花崗岩、および北部の黒雲母花崗岩が侵入した²⁾。縞状片麻岩類または片状細粒黒雲母花崗岩が、片状粗粒閃雲花崗岩に貫れる附近では、それらが半花崗岩脈の形で層間侵入をうけ、局所的な混成作用をうけて、片麻岩状花崗岩を生じている。一方、西側の接触部附近から北北東の方向にかなり広い範囲にわたり、片状ホルンフェルス、黒雲母片岩、縞状片麻岩などが、花崗岩質残漿の浸潤をうけ、混成岩化し、細粒両雲母混成岩類を生じている。こ

1) 恵那山図幅の角閃片麻岩

2) これら花崗岩の侵入と広域な変成作用の時期との間にどれだけの隔りがあるかは不明である。

の岩石は不均質で、片理を失っている部分もみられ、部分的には流動性をもつに至つたものではないかと考えられる。片状粗粒花崗岩は流理性が顕著で、ほぼ concordant な侵入をしているが、北部の黒雲母花崗岩は discordant に岩株状に侵入している。その侵入時期は前者にやゝおくれたものと思われる。東縁には斑状黒雲母片麻岩が分布しているが、花崗岩、混成岩の圧砕されたもので、protoclastic な性質を有するものと考えられる。この時期に初まつた造構造運動による圧砕作用は、ひきつゞき長い期間にわたり行われ、「ヘレフリンタ」状片麻岩を生成した。

三波川變成岩中の低變成度のペリテイックな片岩の なかのパイラルスパイト・ガーネット

Pyralspite garnet from a low grade pelitic schist
in the Sanbagawa metamorphics

都 城 秋 穂 (Akiho Miyashiro)*

Abstract : A pyralspite garnet from a sericite-chlorite-schist at Oyahana, Titibu, was analysed as shown in Table 3. It is mainly composed of spessartine and almandine molecules. The MnO content of the pyralspite is as high as 18.03%, while that of the host rock is about 0.6% (Table 2). Petrological problems related to the pyralspite are discussed.

1. 問 題

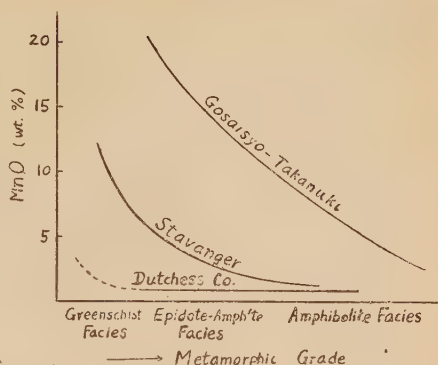
變成鉱物の研究の目的の一つは、變成過程の物理的条件と物理化学的法則とを明らかにするための手段を与えることである。一般に固溶体鉱物の化学成分は、その母岩の化学成分のほかに、何らかの意味でその生成の物理的条件をも反映している。しかし鉱物によつて、その反映の明瞭さの程度はさまざまである。變成岩のなかの pyralspite⁽¹⁾ は、變成作用の物理的条件を極めて明瞭に反映するので、物理的条件の指示物として有用であることは、私が他の機会⁽²⁾ に詳細に示した通りである。たとえば、變成岩の化学成分を限定して、普通の pelitic な變成岩だけをとつてみると、

* 東京大学理学部地質学教室

- 1) Garnet は Ca に富むものと、Ca に乏しいものと大きく二つの固溶体群に分れる。そのうち、Ca に乏しい (Mg, Fe²⁺, Mn の何れかに富む) 方の群を Winchell にしたがつて pyralspite とよぶ。
- 2) Akiho Miyashiro: Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. Cosmochim. Acta, **4**, 179-208, 1953.

一つの変成地域において、そのような岩石のなかに含まれている pyralspite の Mn の含有量は、変成度の上昇につれて、規則的に減少する(第1図)。これは、変成度の上昇によつて、pyralspite の固溶体の範囲が広がり、それにともなつて変成岩内の有色鉱物の間の Mn の分配関係が変化したために、起つたのである。

第 1 図



第 1 図はまた、Mn の含有量の減少は一般的傾向であるが、Mn の絶対的な含有量は地域によつて著しく異つてゐることを示している。母岩の化学成分はほぼ一定であるから、これは母岩の化学成分の地域的な違いに帰することはできない。それは、それぞれの地域の変成作用の鉱物学的なタイプ (または mineralogical characters) の違いを表わすもので、母岩の化学成分や変成度という概念に帰することのできない、その他の因子によつて支配されているものである。私は、この事実、変成作用の物理的分類の基礎をなすものであると考えている。

このような、変成作用と pyralspite の性質との関係についての一般的な法則は、三波川変成岩ではどのように具体的に現われているであろうか？ そして、それによつて、三波川変成作用は変成作用全体のなかでいかなる位置を与えられることになるだろうか。

このような問題の解決のためには、データの比較の便宜上、pelitic な変成岩について、low grade から high grade まで、pyralspite の性質を調べることが望ましい。ことに Mn は第 1 図から明らかなように、low grade のはしのへんで急に増大する場合が多いので、まず low grade の pelitic composition の片岩の pyralspite を調べることが、出発点となる。私はそのような意図から、次の節に記す pyralspite を詳しく調べた。

三波川変成岩のなかには、pyralspite はかなりしばしば出現し、これまでに第 1 表に示すような分析が発表されている。しかしそれらは、母岩が basic composition の岩石なので、現在の私の目的には適しない。

2. 秩父親鼻の pyralspite

荒川にそつて、秩父長瀬の少し上流のところに親鼻というところがある

第 1 表 (Table 1) 三波川変成岩のなかの pyralspites

	I	II	III
SiO ₂	37.90	48.88	40.50
Al ₂ O ₃	17.95	17.22	11.17
TiO ₂	1.11	0.58	0.10
Fe ₂ O ₃	25.54	3.45	2.14
FeO	—	17.48	11.55
MgO	4.63	3.90	14.56
MnO	3.02	1.41	0.26
CaO	9.35	6.44	9.23
Na ₂ O	—	0.51	0.26
K ₂ O	—	0.14	0.13
H ₂ O	—	0.36	0.15
Total	99.50	100.37	100.05

- I. 愛媛県別子産 pyralspite-amphibolite のなかの pyralspite。この表では、全鉄は Fe₂O₃ の形で与えてあるが、それを FeO に換算すれば 22.97% になる。(J. Suzuki: Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV. 1, 27-107, 1930)
- II. 愛媛県宇摩郡土居村産 pyralspite-clinozoisite-amphibolite のなかの pyralspite (佐藤戈止: 七万五千分一地質図, 新居浜説明書, 1938)
- III. 愛媛県東赤石山附近の eclogite のなかの pyralspite. (堀越義一: 地質学雑誌, 44, 141-144, 1937)

(埼玉県秩父郡皆野町親鼻)。ここにかかっている親鼻橋附近の荒川川床に露出している緑色の結晶片岩のなかに、ほぼ前記の目的にかなうものがあつた。

その岩石は、小さい albite spots を含む、詳しくは pyralspite-bearing spotted sericite-chlorite-schist とでもよぶべきもので、green schist facies に属する。Schistosity は著しいが、lamination を欠いている。このなかの chlorite も分析されている(未発表)ので、modes からその岩石の大たいの化学成分を計算することができる。その結果は、第 2 表の如くである。これを見ると、標準的な pelitic schist に比して、SiO₂ が著しく多いが、これは mode では quartz の量の増大となるだけで、本質的な影響はない。Fe²⁺ / (Al₂ + Fe²⁺) の値は 0.5 で、標準的な pelitic schist の範囲に入る。MnO は 0.6% で、標準的な pelitic schist より少し多いが、この程度ならば、多分あまり多大な影響はなく、大たいにおいて普通の pelitic schist のなかの pyralspite の性質を示すと考えてよいであろう¹⁾。

この pyralspite は、0.1mm またはそれ以下の自形または不規則な結晶をなし、

- 1) この片岩の原岩が pelitic な水成岩であることは、現在の目的に対しては必要ではない。ここでは、でき上つた片岩の化学成分を問題にしているのである。

第 2 表 (Table 2) 秩父親鼻の pyralspite-bearing spotted sericite-chlorite-schist
(標本番号 AM461020-15)

Mode (vol.%)	Calculated composition (wt.%)
Quartz 48	SiO ₂ 72
Albite 19	Al ₂ O ₃ 13
Chlorite 15	Fe ₂ O ₃ 1
Sericite 13	FeO 4
Pyralspite 1.2	MgO 2.2
不透明鉱物 3	MnO 0.6
その他 1	Na ₂ O 2.4
	K ₂ O 1.3
	H ₂ O+ 2.4

注意：“その他”は apatite, stilpnomelane, calcite, epidote を含む。化学成分の計算においては、“不透明鉱物”と“その他”を除いた。

薄片では無色で、光学的に等方である。X線 $\text{CuK}\alpha_1$ に対して、(640) の反射の 2θ は 57.07° 、(642) の反射の 2θ は 59.37° であるから、単位格子胞の稜の長さは $11.63(\pm 0.01)\text{\AA}$ である。Geiger 管 X 線分光計の記録に現われるピークの中から判断すれば、結晶粒により、または結晶粒の部分により、その単位格子胞の大きさが異なるようなことは、上記の精度の範囲以上には殆んど認められない。したがって、この標本内の程度では拡散がよく行われ、pyralspite の成分は均一であると考えられる。

東京工業大学の岩崎岩次教授と桂敬氏のご配慮により、原村寛氏に重液で分離したその pyralspite の化学分析をして頂いた。その結果は第 3 表に示す。それによると、MnO と FeO を多量に含み、したがって spessartine 分子と almandine 分子を主とする pyralspite である¹⁾。

この pyralspite の MnO 含有量は実に 18.03% という極めて高い値である。pelitic composition の結晶片岩の pyralspite で、このように高い値を示すものは稀である。母岩全体では MnO を 0.6% しか含んでいないので、Mn は pyralspite に著しく濃集していることになる。したがって、三波川変成岩においても、low grade の pelitic schist の

1). この分析値から $\text{O}=12$ として原子比を計算してみると、 Fe^{+3} をも 8 配位の位置に入れないと、そこに入る原子の数が甚しく不足してくる。そうすると、分析で Fe^{+3} となつているものの一部は、実際は Fe^{+2} なのではないだろうかとゆうことも考えられる。Pyralspite は弗酸と硫酸の混合物に溶解難いために実際より Fe^{+2} が少く Fe^{+3} が多く出すぎ易いので、この点はもつと検討することが望ましいが、試料が僅に 0.5g しかなくて使い尽したので、どうすることもできない。

第3表 (Table 3) 秩父親鼻の pyralspite

	Wt. %	Mol. prop.	Atomic prop. (O=12)
SiO ₂	36.68	.6108	3.00
Al ₂ O ₃	18.53	.1818	1.79
TiO ₂	0.85	.0106	0.05
Fe ₂ O ₃	7.85	.0492	0.48
FeO	10.78	.1501	0.74
MgO	trace	—	—
MnO	18.03	.2541	1.25
CaO	5.71	.1018	0.50
Na ₂ O	n.d.		
K ₂ O	n.d.		
H ₂ O+	0.8		
H ₂ O-	0.1		
99.33			

注意: $a_0 = 11.63 (\pm 0.01) \text{ \AA}$

分析者原村寛 (Anal. H. Haramura)

pyralspite では Mn が著しく多いという一般的傾向が実現されることがわかる。

一般に, basic な変成岩のなかの pyralspite は pelitic な変成岩のなかのそれよりも Ca が多い。また pelitic な変成岩だけについてみると, Mn の多いものは Ca も多い傾向がある¹⁾。これらは, 第1表と第3表から明らかのように, 三波川変成岩においても成立っている。

三波川変成作用が, 変成作用全体のなかで占める位置は, もつと higher-grade の pelitic rock の pyralspite をしらべないとよくわからない。Low grade においては, grade の僅かの変化によつて pyralspite の Mn の含有量が著しく変化するので, grade というものを, 現在よりも, もつと精密に規定できるようになるまでは, low grade の pyralspite はそのような目的には適しない。しかし第1図と比較してみれば, pyralspite variation diagram における三波川変成岩の pyralspite のカーブは, 御斎所-竹貫地方の pyralspite のカーブよりも低い位置にあることは明らかである。(私の用語法によれば, 三波川変成作用の方が, 御斎所-竹貫地方の変成作用よりも, より almandinous である²⁾。) これは, 三波川変成岩と御斎所-竹貫変成岩との間の, この他の鉱物学的な性質の違いとも, よく調和している。

1) A. Miyashiro : 前出, Tables 10-12.

2) A. Miysahiro : 前出, p. 193.

たとえば前者には cyanite が出現するが、後者には出現しないで、その代りに sillimanite や多分 andalusite が出現するというようなことは、恐らく同じ原因による変成作用の鉱物学的タイプの違いに基くのである。

数個の煌斑岩及び泥岩のオートラジオグラフ

Autoradiographic studies on some lamprophyre and mudstone

早 瀬 一 一 (Ichikazu Hayase)*

堤 得 道 (Tokumichi Tsutsumi)*

Abstract: The radioactive order of rocks, namely, of the lamprophyre dykes in Kitashirakawa granite, Kyoto City, and of the Tertiary mudstone¹⁾ common in Nachi District, Wakayama Prefecture was studied autoradiographically with ET nuclear emulsion: the average alpha track number per centimeter square was found per day 7.28 ± 0.34 in the former and 15.98 ± 1.17 in the latter; these two values were compared with those of some other rocks.

I. 緒 言

岩石研磨面の α 放射能については、既に Evans により詳細な研究がなされている²⁾。筆者等は、フジ写真フィルム株式会社製 ET-2E を用いて測定した。測定の試料は Evans が比較的広い岩石研磨面を使用したのに対し、写真乾板による方法では、狭い岩石薄片を用いた。

但しこの方法は一般に相当長時間の露出を要する。酸性火成岩は塩基性のものに比し、著しく放射能物質に富むと言われており、研究が多いが、特殊な岩石については、これまでに測定されたものが少ない。こゝにあげた二種類の岩石は、岩石放射能的に興味あると考えられるものである。煌斑岩は花崗岩中にあり、有色鉱物が多いにも拘らず、アルカリ質であると言うこと、及び成因が花崗岩に密接な関係を持ち、最近では煌斑岩中に少量のウラニウム鉱物が見られると言う報告³⁾ から考えると、煌斑岩の放射

* 京都大学理学部地鉱教室

1) 松下進：近畿地方, 1953.

2) R. D. Evans: Phys. Rev., **45**, 29 37, 1934. **65**, 216-227, 1944.

3) R. C. Emmons: Geol. Soc. Am. Mem., **52**, Selected petrogenic relationships of plagioclase, 89 97, 1953.

能的研究は、花崗岩成因にも関連あるデータをもたらすことも期待出来る。一方泥岩に於ては、ウラニウム、トリウムが、堆積の条件に応じて、如何に沈澱するかの問題を含み、堆積岩中のこれら放射能性物質の分布は放射能重鉱物及び含ウラニウム、トリウム化学的沈澱物の挙動を示すであろう。

写真乾板によつて放射能を測定するに当り、問題となることは、岩石中に於ける放射性物質の分布が如何であるかと言うことで、この分布状態の如何によつて、測定の方法も考慮を要する。こゝにあげた兩種の岩石は比較的均一に放射性物質を含み、又微粒放射能鉱物で特に放射能の強度の強いものは少ない。構成する主要鉱物粒の大きさが比較的小さく、そのため放射能が花崗等に於けるより、より均一に分布していることが認められた。その結果研磨面上の α 放射能を面積的に測定することのみで略目的を達した。一部には α トラックの密集する微粒放射能鉱物或は又殆ど放射能のない主要鉱物中の放射能の問題が残っているが、この方面については目下研究中である。

II 測 定 法

岩石薄片はカバーガラスのかけてないものを用いた。先ず岩石薄片部より、はみ出したカナダバルサムを、安全かみそりの刃でおとし、更にアルコールで拭きとつた。これは長期間の露出ではカナダバルサムが粒子線乾板に対してカブリを起させるためである。

乾板と岩石薄片の密着した位置を与えるために乾板上に目印をつけた¹⁾。露出は長時間を要するので湿気の少ない N_2 ガスをつめた容器中で、約 $-7^\circ C$ の冷蔵庫中に保管した(第1図)。

かようにすることによつて、約3ヶ月の露出に対しても、 α トラックの潜像の fading は起らない。検鏡は一点に集中した α トラックを読みとることが目的でなく、岩石研磨面上の一定面積から射出された α トラックの数を読みとることである。乾板現像後乾板上の二つの \times 印と岩石薄片の三隅のそれとを重ね合せ、乾板の裏側より墨にて岩石薄片部以外の部分を塗りつぶし、乾板上に於ける α トラック読みとり部分を明示した。この結果花崗岩等の場合に於ける如く、岩石薄片と乾板をグリセリンではり合せて、両者を共に検鏡する必要がない。乾板上の α トラックを読みとるには、約 150 乃至 300 倍で検鏡する。接眼鏡は、micro-meter-ocular を用いる方が便利で第1図の如き幅の部分のみに於て α トラックを数える。この幅は最長の α トラックの像よりも、広い幅の視野をもたねばならぬ。最長の α トラックは ET 2E 乾板では ThC' のそれで 54 ミクロンでこれ以上の幅の視野を必要とする。 α トラックの分布密度にもよるが、視野の幅は約 200 ミクロンが適当である。平行線の方角と鏡台上の mechanical-stage の移動方向が一致する様に調節する。これによつて岩石薄

1) 早瀬一一：地質学雑誌，58，33-37，1952。

片より射出された α 粒子のトラックをもつ乾板上を一定の幅で带状に走査することが出来る。この様な带状走査は標本の面積及び α トラックの粗密に従い適当な間隔を置いて計数を重ねる。視野の中央(図の点線の部分)を基準として、mechanical-stageの動きをはかり、測定面積を知る。線にかゝつた α トラックは $1/2$ に数えて、単位面積に出来たトラック数を出す。

第1図

岩石等の如く放射平衡に達していると考えられる固体より¹⁾ 射出される α 粒子の数は、露出時間に比例して増すから、放射能の強弱により露出時間を加減し、単位時間に単位面積より射出された α 粒子の数を以て比較する。一般に岩石の如き微弱な放射能をあらわすには、研磨面 1cm^2 当り 1日に出来る α トラック数を用いるがよい。この数を D_α とすると、

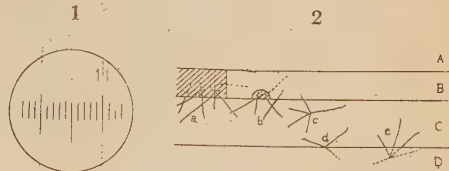
$D_\alpha = 86400 T_\alpha$ である。

こゝに T_α は毎秒 1cm^2 当りの α 放射能で、放射能鋳物のオートラジオグラフで用いられる単位である²⁾。

鏡下で α トラックを面積的に計数するのに二方法があり、その一は固定式計数法で、これは接眼鏡に正方形の枠を取付け、任意の場所の α トラックを計数する。他は带状移動式計数法でこゝでは専らこの方法に従つた。比較研究では同一の幅の視野で計数する必要がある。

III ブランクトラックの處理

エマルジョン中に現われる α トラックの中には、問題とする鋳物自体より出ているものの外に、乾板の硝子及びエマルジョンの中にある放射性物質による所謂ブランクトラックが含まれているので、観察に当つては、次の様な点に留意して混同を避ける。まず、エマルジョン面の上縁と下縁とは、鏡筒を上下すれば、膜面上に附着する塵埃、かぶり等により識別され



1 : micrometer-ocular の幅と mechanical-stage の移動方向

2 : エマルジョン中の α トラック模式図

A 岩石薄片合ガラス

B 岩石薄片 厚さ約 30μ

C エマルジョン 厚さ約 50μ

D 乾板ガラス

斜線部分は放射能鋳物

エマルジョン中の実線は α トラックを示す。即ち潜像の出来る部分である。

点線であらわしたところは、エマルジョン外の α 粒子の通過部分を示す。

a, b 放射性鋳物及び岩石中より発するもの。

c エマルジョン中より発するもの。

d, e 乾板ガラス及び境界より発するもの。

1) 必ずしも全 U 系が平衡に達している必要はない。例えば Ra 以下が平衡状態にある場合でもよい。

2) Yagoda, H. : Radioactive measurement with nuclear emulsions, New York, John Wiley, 1949.

るが、トラックはこの両面の間に膜面と種々の角度で走っているわけである。

(1) 鉱物より発するトラック
(第1図a,b)

トラックの一端が上縁の膜面上より発し、膜面の中に入っている。

(2) エマルジョンの内部より発するもの (図c)

単一のトラックは、その起源が判りにくい。U,Thの場合、放射状のトラックが、エマルジョン中に出来るため、 α トラックは岩石薄片及び乾板ガラスの両方面へ射出されていることが鏡下で識別出来、従つて岩石薄片中より出た α トラックでないことが判る。

(3) 乾板ガラス中より発するもの (図d,e)

厚さ 50ミクロンのエマルジョンでは、殆どすべてのものが乾板ガラスとエマルジョンの境から発し、エマルジョン中で終る。その結果 (1)の場合と逆に放射状にエマルジョンの中で終るのが普通である。更にこの乾板ガラス中よりのものもスターを作り易く、これは図中 e の如くなり載頭スター (superposed star) を形づくり、一見して乾板ガラス中よりのものとわかる。以上トラックの識別につきのべたが一般にトラックの始端部が直線的であるのに対し、末端は少々太くなり曲る場合が多く、これはイオン化能が末端に強いと言う事実に関係あるものと思われる。

鏡下で α トラックを計数する場合、上記のことを参考にすれば、岩石からの α トラックのみを識別して数えることが出来る。本研究に於て以下述べる岩石放射能は、かようにして、ブランクトラックを除外した結果である。

IV 實 例

表に示す如く二種類の岩石について測定した。煌斑岩は北白川花崗岩中のものであり、泥岩は那智町を中心とする第三紀層中に見られるものである¹⁾。同一産地の同種岩石、又は同一標本の数枚の薄片について測定を繰返した。比較のため他の種類の岩石の結果を附け加えた (表参照)。

煌斑岩は暗緑色緻密な外観を呈するが、鏡下で検すると、多量の塩基性斜長石が短冊状に配列し、場合によつて汚れが著しく緑泥石に変化しているものがある。角閃石は褐色種と緑色種とがあり前者は褐色～淡褐色の多色性があり 後者は緑色～黄緑色

第2図



- 1 泥岩の放射中心分布 (No. 4下露2)
 - 2 煌斑岩の放射中心分布 (No. 5山中越3)
- ×印は薄片中の放射中心の位置、数字は各一粒の α トラックの数 (85日露出) (400とあるのは大略)

1) 当教室所蔵のものを用いた。

第1表 北白川煌斑岩

番号	採集地	露出日数	測定面積 (cm ²)	全αトラック 数	αトラック数 /cm ² /d	備考
1	四明岳	85(日)	0.2497	124.5	5.9	
2	瓜生山	"	0.2802	166.5	7.0	
3	山中越その1	"	0.3420	176.0	6.1	小 star 9
4	同上 その2	"	0.2035	119.0	6.9	小 star 4
5	同上 その3	"	0.4250	277.0	7.7	小 star 10
6	同上 その4	"	0.1680	83.5	5.9	小 star 4
7	同上 その5	"	0.3515	276.0	9.2	
8	重石西方	"	0.4520	365.5	9.5	

平均値 7.28±0.34

第2表 那智泥岩

番号	採集地	露出日数	測定面積 (cm ²)	全αトラック 数	αトラック数 /cm ² /d	備考
1	太地, 森浦間その1	85(日)	0.1942	137.0	8.3	小 star 2
2	奥 番	"	0.4144	576.0	16.5	
3	下 露その1	"	0.1038	221.0	25.0	
4	同上その2	"	0.1555	410.5	31.1	稍強い放射の中心あり
5	小 節 川	"	0.2608	322.5	14.6	強いstar2, zircon様鉱物
6	栃 又 峠	"	0.2999	368.0	14.5	
7	森 浦	"	0.1947	198.5	12.0	
8	松根, 奥番間	"	0.2688	481.0	21.1	
9	下田原北方	"	0.2680	286.5	12.6	
10	湯 川	"	0.4280	444.0	12.2	
11	天満, 金山間	"	0.3845	398.5	12.2	中 star 2
12	湯川北方	"	0.1645	205.0	14.7	小 star
13	太地, 森浦間その2	"	0.1385	150.5	12.9	

平均値 15.98±1.17

第3表 比 較 例

産 地	岩 石 名	放 射 能 /cm ² /d
六 甲 山	流 紋 岩	56.13±2.88
平 戸	両 輝 石 安 山 岩	7.56±0.87
"	同上(斑晶少きもの)	26.13±1.57
丹 後	両 輝 石 安 山 岩	5.60±1.35
小 豆 島	安 山 岩	18.20±0.60
白 山	流 紋 岩	51.75±4.15

の弱い多色性を有する。これらの有色鉱物は分布が不均一で密集するところがある。No.6, 7, 8 では褐色のものが特に多く, No.3 では緑色種のみであり No.4, 5, 6 では両者共存している。

輝石は一般に少いが No.1, 2, 8 に見られ, 淡緑乃至無色であつて比較的大形のものがある。

更に以上の有色鉱物に変化した緑泥石が多く, 原鉱物の形を留めているものがある。

榑石の小粒は広く分布し, 少量の磁鉄鉱もみられる。石英は殆ど認められないが No.2 では捕獲品として細粒輝石によつて包まれている。更に間隙を埋める炭酸塩鉱物, 細脈状に走る緑泥石がある。 α トラックの集る部分を見ると, 概して弱いもののみで, 特にはつきりした放射の中心となる鉱物を認めることが出来ない¹⁾。

泥岩を鏡下でみると不規則で角ばつた石英粒及びこれを埋める淡い褐黒色泥状物質が大部分を占める。石英は No.1, 3, 5, 7, 13 では直径 100-200ミクロンのものが多いが, 他は細粒で 50ミクロン以下のものである。次に少量の斜長石の破片があり, oligoclase-andesin である。その他緑泥石, 炭酸塩鉱物が多い。No.12 では, 幅 100 ミクロンの石英脈により縦横に貫かれ, その両縁には略同じ幅をもつた褐鉄鉱の脈が認められる。泥状物質は微細な粒の集りで, 多くの鉄鉱らしい不透明鉱物が散在する。

α トラックが放射状に密集する所を見ると No. 5, 6, 12 には透明な zircon 様鉱物が認められるが, その他, No.6, 4 等に於ける放射能の中心は何れも不透明乃至黒色の二次鉱物である。

α トラックが褐鉄鉱の部分に多いと云うことは認められなかつた。

斜長石の成分よりして, この堆積岩の源は酸性岩であろうと思われる。

V 煌斑岩について U, Th の推定含有量

Bragg & Kleeman の式に従つて, 北白川煌斑岩の分析値²⁾ より permeability を計算し³⁾ 5.63 を得た。

Keever の結果により普通の岩石中の $U/Th \approx 1/3$ として

$$T_{\alpha} = 8.45 \times 10^{-5} / \text{cm}^2 / \text{sec} \text{ であるから}$$

$$T_{\alpha} = \psi(25.73U + 7.80Th) \text{ より } U = 0.3055 \times 10^{-6} \text{g/g} \text{ を得た。}$$

従つて $Th = 0.92 \times 10^{-6} \text{g/g}$ である。

なお浅山氏によれば, この地域のこの種の岩脈中の R_a 含有量は 0.53

- 1) 河野義礼, 岸田孝敏: 香川県白鳥本町附近の岩脈群を成す, スペツサルト岩及び文象斑岩に就て, 岩磁, 23, 139-152, 昭 15.
- 2) T. Asayama: Mem. Fac. Ind. Arts. Kyoto. Tech. Univ. 3 (in press), The radium contents and the chemical composition of granitic rock in Japan, especially in the Tanakami-Mikumo and the Hiei Regions, Shiga and Kyoto Pref.
- 3) $\psi = a\sqrt{wa} + b\sqrt{wb} + c\sqrt{wc} + \dots = \sum n\sqrt{WN}$.

ψ : permeability, a, b, c.: relative proportion by weight, W: atomic weight

正 誤 表

38 卷 6 号 207 頁 Fig.3 (写真版) の説明番号
が脱落しておりましたので下記の通り挿入致します。

左 上

No.1

右 上

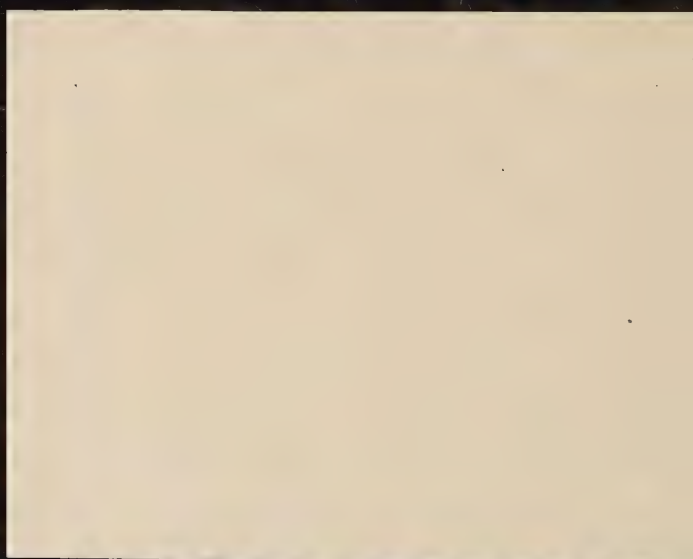
No.2

左 下

No. 3

右 下

No.4



$\times 10^{-12} \text{g/g}$ となっており $R_a = U \times 3.4 \times 10^{-7}$ より U を求めると $15.588 \times 10^{-7} \text{g/g}$ となり、かなり隔りがある。この事実は筆者等の推察によれば、煌斑岩の如き風化変質の著しい岩石では放射平衡の破れている事を物語るものと考ええる。この点に関しては更に研究を進める予定である。

VI 要 約

1. 煌斑岩及び泥岩の二種類の岩石について放射能を測定した。この程度のものは、12 週間の露出が適当である。

2. 煌斑岩の平均 α ラック数は $7.28 \pm 0.34 / \text{cm}^2 / \text{d}$ であった。著しい放射能を示す微粒鋳物はなく、一般に放射能的には弱く、中性岩乃至塩基性岩にみられる程度のものである。

3. 泥岩の放射能は 15.98 ± 1.17 であつて、中には zircon 様鋳物その他の微粒鋳物で相当強いものも認められた。これらの鋳物の特別の配列は認められなかつた。

4. 両者について放射性微鋳物の分布各一例を図示した。

本研究の機会及び種々の便宜を与えられた、春本教授並に E T 乾板を恵与されたフジ写真フィルム株式会社研究所長藤沢博士及び古閑靖夫氏に深謝する。尙本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費及び服部奉公会研究補助金を使用した。

足尾鑛山産鑛石の反射顯微鏡的研究 (I)

(黄錫鑛及び斑銅鑛)

Microscopic study for ore minerals from the Asio copper mine. (I) (Stannite and bornite)

山 江 徳 載 (Noritosi Yamae)*

緒 言

黄錫鋳は高取、大谷、尾平、入来、生野、足尾等の錫、タングステン、銅を産する気成、深、浅成熱水鋳床中に見出される。

本邦産黄錫鋳の各種共生関係については渡辺武男教授¹⁾により、又生野鋳山産のものについては山口孝三氏²⁾により夫々詳細に研究されている。

* 古河鋳業足尾鋳山

1) 日本地質学会大会講演, 昭 22, 26.

2) 山口孝三, 岩碇, 21, 22, 昭 14, 15.

足尾鉍山において黄錫鉍の発見されたのは終戦後本鉍山の主脈である新盛鍾の露頭近くに、中村威氏により錫石、鉄マンガン重石と共に見出されたものである。

大部分の黄錫鉍は新盛鍾の上部（上十五番坑以上）に限定されるが、ある種の黄錫鉍は横間歩鍾及び其の上、下盤近くの諸鍾、亜鉛河鹿等に於ても顕微鏡的に認める事が出来る。

黄錫鉍は、黄銅鉍、閃亜鉛鉍、四面銅鉍、黄鉄鉍、キューバ鉍等と固溶体を形成する事は実験¹⁾や離溶構造²⁾から確められているが、微量の Cu, Zn, Ag, 等を不純物として混入する為多種の性質を異にするものが存在する。足尾鉍山に於ても共生鉍物の相異により、各種の黄錫鉍が認められる。

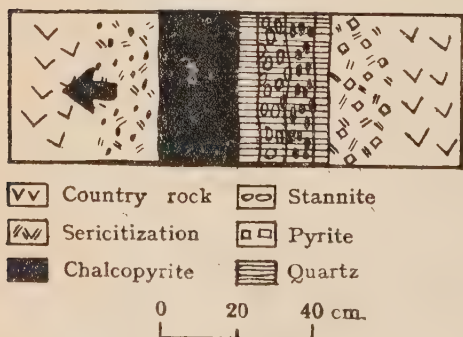
斑銅鉍は、黄銅鉍の表面に皮殻状に、二次的富化作用の結果生成されたもののみが知られていた³⁾が、最近筆者は初生的と思われる斑銅鉍を見出し其の産状を明にする事が出来た。今之等の鉍物の産状、共生関係について述べる。

産 状

黄錫鉍には、次の四種の産状が認められる。

- 1) 石英黄銅鉍脈（主脈）の下盤側の石英脈中に、鉍染状に存在する場合。（第1図）
- 2) 同上石英脈中に、斑銅鉍と共存する場合。
- 3) 斑銅鉍と密に伴い、主脈となる場合。
- 4) 黄銅鉍脈中に不規則に存在する場合。

第1図 黄錫鉍の産状



1) は石英脈中の一定した帯に、10~5 厘の巾で鉍染状に存在するもので、この石英脈中には、鉄マンガン重石、錫石が共存する場合が多い。2) は1) の黄錫鉍と共に、斑銅鉍がほぼ同量存在する場合である。3) の産状を示すものは、斑銅鉍と密に共存し主脈となつているが走向、傾斜何れの方角へも長く連続せず5~10米で黄銅鉍脈に移化する。以上1) 2) 3) の産状を示す黄錫鉍は何れも新盛鍾上部

- 1) Ahlfeld, F. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. 68, Abt. A., 1934.
- 2) Schneiderhöhn, H. & Ramdohr, P., Lehrbuch der Erzmikroskopie. II. 1931.
- 3) このような試料を反射鏡下で観察した場合、二次富化鉍物として認められるものは、輝銅鉍、青色輝銅鉍、銅藍等であり、斑銅鉍は認められなかつた。

にのみ産出し、其の新鮮な破面は光輝ある黄褐色を呈し一見磁硫鉄鉱に似るが之より明らかに褐色味をおびる。4) の産状を示すものは、新盛鍾のみならず横間歩鍾、及び其の上、下盤の枝鍾をなす黄銅鉱中に不規則に存在する。黄銅鉱に比しやや暗褐色で、一見黄銅鉱の汚染したものと見誤られ易く、之は前記黄錫鉱とは明に区別しうるものである。

この他亜鉛河鹿、銀盛鍾等の亜鉛を多量に産する場所においても異つた黄錫鉱が存在するが、肉眼的に其の産状は明かでない。

反 射 顕 微 鏡 的 性 質

1) 黄錫鉱 鏡下における物理的性質及び化学的性質により次の如く分類した。

イ) 黄錫鉱 I. 反射光下にて橙褐色を示し、異方性極めて顕著で、粒状(黄→緑→青)の内部構造を示す。 HNO_3 (1:1) により 3~5 分で中心部附近は暗褐色に汚染される。斑銅鉱と共生する事が特徴である。

ロ) 黄錫鉱 II. 斑銅鉱と極めて類似の反射色を示すが之よりやや褐色味をおびている。異方性極めて顕著で、黄錫鉱 I と類似の色調及び内部構造を示す。黄銅鉱中に不規則粒状に存在し、銀白色鉱物と共生する事が特徴である。試薬に対する反応は結晶面により著しく異り、 NaCN にて褐変し、粒状の内部構造を現わす場合がある。 HNO_3 (1:1) にて徐々に褐→暗青→黒変する。(ある面ではほとんど反応しない事がある) この種黄錫鉱は、産出が極めて稀である。

ハ) 黄錫鉱 III. 反射光下にて褐灰色を示し異方性は顕著であるが I 及び II に比すれば明かに劣り、 HNO_3 (1:1) により、1~2 分にて黒変する。普通に云われている黄錫鉱に属するものである。黄銅鉱とミルメカイト状に共生する事が特徴である。

ニ) 黄錫鉱 IV 反射光下にて黄錫鉱 III に似るも之より暗灰色をおび、閃亜鉛鉱に近い色を示す。異方性やや顕著(黄錫鉱 III と同程度)である。 HNO_3 (1:1) にても一部を除いて、大部のものはおかされない。閃亜鉛鉱と共生する事が特徴である。

2) 斑銅礦 斑銅鉱の色は、肉眼的にも、鏡下においても其の破面の新鮮度によつて変化する。新鮮なものは紫褐色の反射色を示す。異方性は明かでない。試薬に対する反応は第 1 表のようで、 FeCl_3 、 NaCN (稀薄液)¹⁾、 HNO_3 (1:1) で何れもレンガ状の腐蝕劈開様の黒線が現われ、内部は徐々に黒変し、 HNO_3 では直に起泡する。今被面の鮮度及び共生関係から次の二種に分類した。

イ) 斑銅鉱 I. 反射色は紫褐色を示し、その研磨面を数日放置するも著しい変化が見られない。黄錫鉱 I と密に共生し、二次富硫化物による交代現象は極めて僅かである。

ロ) 斑銅鉱 II 反射色は I に比しやや紫色をおび研磨面が短時間で変色する。黄錫鉱 I を少量、粒状に包裹するが I に比し僅かである。二次富硫化物の交代作用著しく、又微細な格子状、空泡状等の離溶状黄銅鉱が多量存在する。

1) 20%溶液では直に黒変する。

第 1 表 反射顕微鏡下に於ける諸性質

	物理的性質			化学的性質 (試薬反応)						特 徴
	反射色	異方性	研 磨 度	HNO ₃ (1:1)	HCl (1:1)	NaCN (20%)	FeCl ₃ (20%)	NaOH (40%)	HgCl ₂ (5%)	
黄錫鉱 I	橙褐色	顕著 内部構造明瞭	黄銅鉱 と同等	(-) 局部的 に褐黒 変	-	-	-	-	-	常に斑銅鉱 I と共 生
黄錫鉱 II	褐色	同上	同上	(+) 徐々に 黒変	-	(+) 一部粒 状構造 を現す	-	-	-	黄銅鉱中に銀白色 鉱物と共生
黄錫鉱 III	褐灰色	顕著	同上	(+) 褐→黒 変	-	-	-	-	-	黄銅鉱と myrme- kite 構造をなす
黄錫鉱 IV	黝灰色	やや顕 著	同上	(-) 局部的 に褐変	-	-	-	-	-	常に閃亜鉛鉱中に 存する黄銅鉱中又 は其の周辺に存在
斑銅鉱 I	紅褐色	不明	黄銅鉱 よりやや低 い	(-) 直に起 泡淡褐 色	-	直に黒 変	(+) 僅 か褐変 レンガ 状構造	-	-	常に黄錫鉱 I と共 生斑銅鉱 II に比し 研磨面変色しにく い
斑銅鉱 II	褐紫色	同上	同上	同上	-	同上	同上	-	-	斑銅鉱 I に比し二 次富化作用著しく 微細な離溶状黄銅 鉱を含む
青灰色鉱物	青灰色	同上	黄銅鉱 と同等	-	-	-	-	-	-	黄錫鉱 I 中に包裹 される硫砒鉄鉱の 周辺に reaction rim として存在
銀白色鉱物	銀白色	明瞭	黄銅鉱 より低 い	(+) 徐々に 黒変	-	(+) 一部暗 灰	-	-	-	黄銅鉱中に黄錫鉱 II と共に粒状共生

+positive (+)weakly -negative

共生関係

1) 黄錫鉱 イ) 黄錫鉱 I. (orange stannite) 常に斑銅鉱を伴うのが特徴である。最も多く見られる形は、斑銅鉱 I 中に第 2 図のように、0.5~0.1 粒位の粒状をなし存在するものである。まれに斑銅鉱近くの塊状黄銅鉱中、又は之等両者にまたがつて存在する。又比較的大型のものが斑銅鉱と相互境界をもつて接する場合があります、この時には境界近くの斑銅鉱中に存在する黄錫鉱は円滑な小粒状を示すが、黄錫鉱中に存在する斑銅鉱は交代残形を示すような不規則小粒状となっている。このように比較的大型の黄錫鉱中には斑銅鉱を包裹する場合があるが、黄銅鉱を包裹する事はない。斑銅鉱中に粒状、又は「晶状」に黄銅鉱が包裹されている場合、黄錫鉱は第 3, 4 図のように選択的に黄銅鉱中に含まれている。石英脈石中に散点状に存在する試料では、斑銅鉱はあまり認められないが、第 5 図のような明かに交代残形と思われる不規則塊状、粒状を示す錫石や板状の鉄マンガン重石が共生し後者の板状面には、錫石や黄錫鉱が花瓣状¹⁾に着生する。

1) 之は明延、生野等においては最も代表的な共生関係である。

黄錫鉱中には、明かに之に交代されたと思われる不規則粒状を示す硫砒鉄鉱が包裹される場合があり、その場合周辺は反応縁状の青灰色鉱物が生成されている。この鉱物は第 1 表の如く、異方性はほとんど認められず、各種試薬にもおかされない。おそらく硫砒鉄鉱と黄錫鉱との反応により黝砒銅鉱 (tennantite) のような鉱物が生成されたものと思われる¹⁾。

ロ) 黄錫鉱 II (brown stannite) この種黄錫鉱は、鏡下にもみ認められる²⁾。黄錫鉱 I と異り、斑銅鉱を伴わず、0.2~0.01 耗位の粒状又は垂文象状で黄銅鉱に包裹される (第 6 図)。之と密に共生する銀白色の特徴的な鉱物があり、第 1 表に示す性質を有し、0.1~0.02 耗位の滴状、棒状となり、黄錫鉱 II と着生し又は之を横切り、或は黄銅鉱中に包裹される³⁾。

錫石、鉄マンガン重石は共生しない。

ハ) 黄錫鉱 III (normal stannite) この種黄錫鉱は、大塊として存在する事は少ないが、散点状に其の分布は広範囲に亘っている。斑銅鉱を伴わず常に黄銅鉱中に小塊状又は粒状として存在するが、その内部は黄銅鉱が不規則に入組み第 7 図の如く、典型的な文象構造を示している。時には交代残形を示す不規則粒状の錫石が包裹される場合があり、又交代初期を思わす錫石周辺に反応縁状の黄錫鉱の生成が認められる。

ニ) 黄錫鉱 IV (grey stannite) 特徴的な共生鉱物は閃亜鉛鉱であり、其の産地も亜鉛河鹿、銀盛鍾等の銅を含む亜鉛鉱⁴⁾中に限られている。この種黄錫鉱は、閃亜鉛鉱中に「島状」又は粒状に包裹される黄銅鉱を交代して存在し、附近に黄銅鉱の認められないような場所、即ち閃亜鉛鉱のみの所では、ほとんど存在しない。多く見られる形は、第 8 図のようにヒモ状、虫状、コケ状、環礁状、不規則粒状等であり、次で第 9 図のような不規則塊状、垂文象状共生をなす。又黄錫鉱と共に、0.02 耗位の懸滴状構造を示す場合がある。閃亜鉛鉱、黄銅鉱の他、少量の磁硫鉄鉱、硫砒鉄鉱が共生する。

以上述べた各種黄錫鉱中では、「I」が最も多量に認められ、「III」「IV」「II」の順に減少する。

2) 斑銅鉱 イ) 斑銅鉱 I 例外なく黄錫鉱 I を随伴する。(共生関係は黄錫鉱 I 参照)。黄銅鉱と相互境界又は不規則塊状で共生し、前者の場合其の境界は凹凸の不規則な形を示し、附近の黄銅鉱中に包裹される斑銅鉱は、出入の著しい不規則粒状を示すが、逆に斑銅鉱中に包裹される黄銅鉱は比較的円滑な粒状を示している。(前述の黄錫鉱 I と斑銅鉱の共生構造にも之と同じ関係が見られる)このような関係は斑銅鉱が黄銅鉱により交代された形と考えられるが、第 10 図のように斑銅鉱中に存在する「島状」黄銅鉱が虫喰状に交代され、或る部分では不規則な交代残形を示す様が見

- 1) 硫砒鉄鉱は同じ形で斑銅鉱中にも包裹される場合があり、この時も同様の鉱物が反応縁状に生成される。又附近に同様の鉱物が小粒状、棒状、針状をなし存在する (この場合中心部には硫砒鉄鉱は認められない)。
- 2) 新盛鍾上十七番坑にて採取。
- 3) bismuthinite に極似する。
- 4) 当鉱床産閃亜鉛鉱中には Fe が多量に含まれ、鉄閃亜鉛鉱に属するものである。

られる。このように一方では斑銅鉱を交代し、他方では交代される事は、黄銅鉱の生成時期の一区間に、局部的に、Cu 成分の増加があり、短期間に斑銅鉱の生成がおこなわれたものと思われる。

斑銅鉱中には叉格子状、棒状、レンズ状、芋状等の離溶状黄銅鉱が認められる¹⁾ (第 11, 12, 13 図)。

黄錫鉱 I の共生関係に述べた如く、斑銅鉱中にも、不規則粒状の硫砒鉄鉱を包裹し、其周辺は反応縁状に黝砒鉄鉱のような鉱物が生成されているが又、附近に同じ鉱物が針状、滴状として散点する (このような形は、黄錫鉱 I₂ 中には見られない)

斑銅鉱 I 中には、II₁ に比して比較的大形の銅藍 (又は青色輝銅鉱) が脈状に貫入交代しているが黄銅鉱、黄錫鉱中では、直に細化するか、ほとんど交代作用がおこなわれていない。

ロ) 斑銅鉱 II₁ 小粒状の黄錫鉱を包裹しているが「I」に比して極めて少量である。

著しい特徴は、微細な黄銅鉱が斑銅鉱の粒間にそつて、空泡状を示し更にそれより小針状、微細格子状黄銅鉱²⁾ が派生している。(之等黄銅鉱は極めて微細で、高倍率によりはじめて認められる)

二次富化作用を著しく受け、富化鉱物としては青色輝銅鉱³⁾ を主とし、(斑銅鉱 I の場合は銅藍が主であつた) 銅藍が従である。

黄錫礦 I の化學試験

各種黄錫鉱中「I」が最も多量にまとまつて産し、分析試料採取には最も都合が良いのでこの鉱物を分析対象とした。

共生関係の項で述べたように、之は斑銅鉱と密に伴っているので完全な試料を得る事は困難である。試料を粉碎し、ルーベにて注意深く選別した試料について分析した結果は、Cu 44.61%, Fe 12.01%, Sn 11.03%, Zn 0.14%, S 27.45%, SiO₂ 4.44% であつた⁴⁾。このように、相当注意深く選別しても重量比にしてはほぼ同量の斑銅鉱が混在している事がわかる。

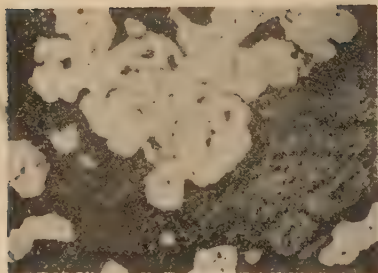
鏡下において、黄錫鉱 I の部分のみ針にて微量採取し、HNO₃ (1:1) に分解、HCl 酸性とし CsCl の微粉を加えると、第 14 図のような 0.06~0.02 耗の無色、屈折率の高い八面体結晶が生成される。これは Sn 成分が塩酸溶液により錯化合物 H₂SnCl₆ を生成し、更に其の H が CsCl に置換され Cs₂SnCl₆ の結晶を生成したものである。

黄錫礦 I 及び IV の成因的考察

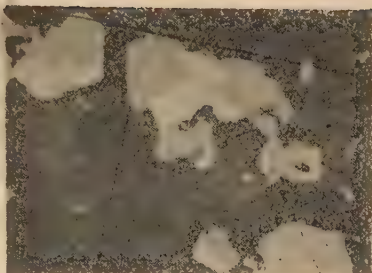
足尾産黄錫鉱は四種に分類出来るが、「I」「IV」は最も特徴的であり、他に比し

- 1) このような共生構造を示す事は斑銅鉱が初生的であるという最も良いうらづけであろう。
- 2) 極めてまれに、斑銅鉱 I 中に見られるものと同大の場合がある。
- 3) 之については別の機会に発表する予定。
- 4) 分析試料を固結し、鏡検の結果、多量の斑銅鉱及び微量の黄銅鉱が混在する。然し錫石は認められない。(分析は足尾鉱業所分析課による)

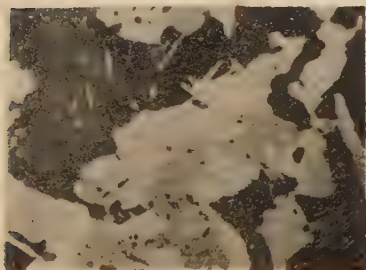
第2図



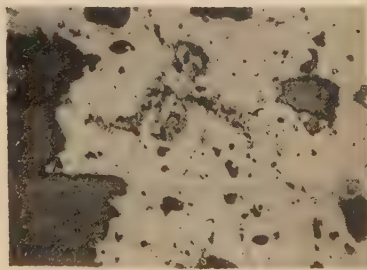
第3図



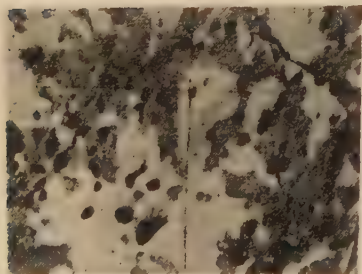
第4図



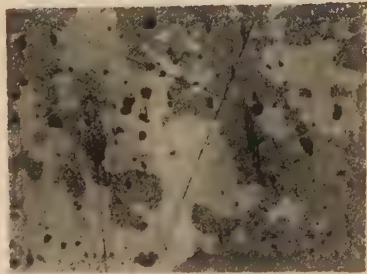
第5図



第6図



第7図



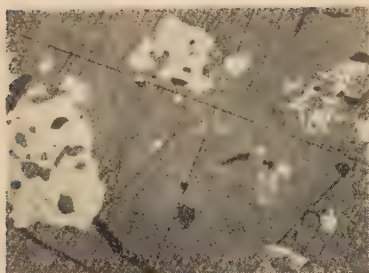
第8図



第9図



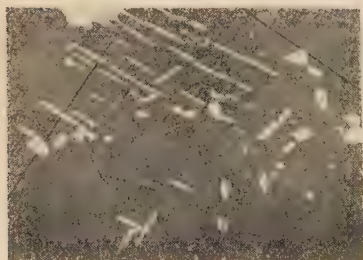
第10図



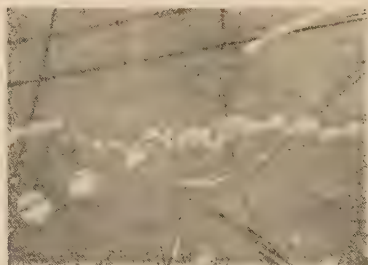
第11図



第12図



第13図



第14図

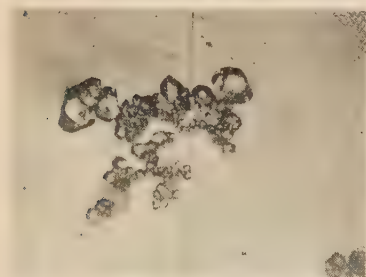


Fig.2. Granular stannite I (white) inclusions in bornite (black) $\times 50$ etched with NaCN.

Fig.3;4. Intergrowth of chalcopyrite (white) and stannite I (grey) in bornite (black) $\times 60$. etched with NaCN.

Fig.5. Replacing remnants of cassiterite (grey) in stannite I (white) $\times 60$.

Fig.6. Sub-graphic intergrowth of stannite II (dark grey) and chalcopyrite (white) $\times 70$.

Fig.7. Myrmekitic intergrowth of stannite III (dark grey) and chalcopyrite (light grey). $\times 60$.

Fig.8. Stannite IV (light grey) shown core or attol texture in sphalerite (dark grey) $\times 60$.

Fig.9. Stannite IV (light grey) shown irregular mass in sphalerite (dark grey) $\times 55$.

Fig.10. Replacing remnant of chalcopyrite (white) in bornite (dark grey) $\times 60$.

Fig.11,12,13. Ex-solution texture of chalcopyrite (white) in bornite (dark grey) $\times 60$.

Fig.14. Microchemical test for tin. Tin cesium chloride crystals $\times 65$.

多量に存在する。

Ramdohr¹⁾は黄錫鉱の別種として四つをあげている。[I] は Cu の供給路附近に存在するもので、一般のものに比し、やや Cu 成分が多くなり、 $\text{Cu}_3\text{Fe}_2\text{SnS}_6$ ²⁾ に近いものと仮想している。この鉱物は褐紅色を呈し、異方性極めて著しい。[II] としてあげているものは、例外的なものを除き、ほとんど等方性で、閃亜鉛鉱に類似する反射色を示し、X線試験によつても、独立した鉱物としての結果は得られず、恐らく室温迄ほとんど変化しない或る種の混合物を有する鉱物とされている。[III] 及び [IV] は Bolivia の銀錫鉱山においてのみ産するもので、多くの銀鉱物と共生し、Ag 成分が一部の Cu と置換したものと考えている。

今本鉱山産のものについてみるに St. I は常に斑銅鉱と共生している。この事は、相当 Cu に豊富な環境で生成又は存在した事がわかる。又反射鏡下の諸性質は前述 [I] に極めて類似している。St. I を鏡下で厳密に観察すると、不均質部が確められる。即ち橙褐色中にまだらなや灰靱色部分が存在し、この部分は、包裹された錫石の周辺部や中心部に多く認められ、異方性や試薬 (HNO_3) に対する反応度が、St. III に極めて類似する。

以上のような事から類推し、St. I は St. III が逐次 Cu の供給をうけ、Fe を置換し漸次 [I] に近い鉱物となつたものと思われる。

褐色を呈する黄錫鉱については、即ち 1927 年 Ahlfeld により報告されている。彼によれば Vila Apachita 産の褐色黄錫鉱中には亜鉛を含有し (閃亜鉛鉱中の Zn と Fe が置換したもの) その為褐色に汚染したものだとして述べている。然し上述分析値中の Zn 含量は、極めて低く、Danna³⁾ 中のものよりも著しく微量である。即ち St. I は Zn の混入による変種だとは考えられない。

St. II は、反射鏡下の諸性質は [I] に似るが常に黄銅鉱に包裹され、St. I に比し、Cu の供給が不十分な環境に存在している事が判るが産出がまれで、微量の為詳細は不明である⁴⁾。

St. IV に閃亜鉛鉱を主体とする地区にのみ産する。然し閃亜鉛鉱のみで黄銅鉱が共生しないような場所では存在しない。反射鏡下の諸性質は閃亜鉛鉱と類似し、黄銅鉱のみならず、閃亜鉛鉱とも生成に密接な関係があるように思われる。即ち、やや Zn に富んだ黄錫鉱の感がある。恐らく、鉱化作用の初期 Zn, Cu の供給により、閃亜鉛鉱及び黄銅鉱の生成がおこなわれた。其後も Zn の供給が続き、其の一部の時期に Sn 及び少量の Cu 成分が供給され、黄銅鉱及び一部閃亜鉛鉱を交代し、黄錫鉱の生成となつた。Zn の供給は引続いて行われ、閃亜鉛鉱は黄銅鉱及び、一部黄錫鉱を交代すると共に、黄錫鉱中の Fe を置換し、現在のようなものに変化せしめたものであろう。

1) P. Ramdohr: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, 1950.

2) 一般の黄錫鉱の化学式は $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$ であるので、之に 1 分子の黄銅鉱成分の加つたもの。

3) Dana; System of Mineralogy.

4) St. III 附近にのみ先述の銀白色鉱物が存在する事は両者が成因的になんらかの関係があるものと思われる。

要 約

足尾鉍山産黄錫鉍及び斑銅鉍の産状を述べ共生関係を説明した。

黄錫鉍は共生関係及び鏡下の性質により四種に分類し、夫々の性質及び共生関係を述べ、其の成因について、検討した。

斑銅鉍も同じ理由で、二種に分類し、共生関係、及び特徴を述べた。

研究にあたり、種々の便宜を与えられた足尾鉍業所地質課長 草薙忠明氏に、又文献其他に御援助を頂いた東北大学荳木浅彦助教授に深く感謝の意を表する。

東稻アダメロ岩岩体の岩石學的研究

Petrological study of the Tabashine adamellite mass.

島 津 光 夫 (Mitsuo Shimazu)*

Abstract : The Tabashine adamellite mass intruded into the black slates, conglomerates of the Toyoma series and basic volcanics probably of Cretaceous. As the results the country rocks have been metamorphosed into various kinds of hornfels. From the mode of occurrence and petrographical feature, this mass can be divided to the following four rock types ; Tabashine, Aikawa, Tōgaku and Kuromori types.

Tabashine type is chiefly adamellite. Aikawa and Togaku types are granodiorite. Kuromori is quartz diorite.

All but Kuromori type have dark inclusions, which are similar to the Kuromori type in petrographical properties. All rock types have nearly same essential constituent minerals, i. e., plagioclase, orthoclase, quartz, biotite, hornblende, and augite and/or hypersthene.

Most of plagioclases are oligoclase, and orthoclases are perthitic. γ of biotite vary from 1.645 to 1.660.

Some consideration on the petrogenesis is given. The hybrid phenomena between the granitic magma and the diabasic rock of this area have been studied by Yamada (1939). Contrary to his argument, it is to be noted that the effect of such hybridization on the basification of granitic rock is less significant than that between granitic magma and basic rock (probably two pyroxene gabbroic rock) at a deeper zone of the crust. This original granitic magma may be adamellitic in composition. Kuromori

* 東北大学理学部岩石礦物礦床学教室

type and dark inclusion may be the products of such phenomenon, and granodiorites as Aikawa and Togaku type may have been resulted when hybridization proceeded further. When compared with the Orikabe and Hirota masses to the east, they have closely similar geological situation and petrographical properties to the Tabashine mass.

1 緒 言

南部北上山地には多くの酸性深成岩が分布している。その大部分は千厩石英閃緑岩や竹駒花崗閃緑岩などの様に、南北に伸びた産状を示している。石英モンゾニ岩～アダメロ岩は、これ等とちがつて、比較的小さく岩株状に、折壁、広田および束稲地方に分布している。この様なカリ長石に比較的富んだ酸性深成岩類を岩石学的に調べる為に、そのうちの束稲岩体について、主に顕微鏡的に研究を進めてきた。問題点としては、1) 北上山地の酸性深成岩の中では、やゝ特異な岩相を示しているこれ等の石英モンゾニ岩～アダメロ岩の成因。2) この岩体の基性化作用と基性火山岩との関係（山田久夫は混成作用を重視している）。3) これ等岩体の北上山地深成岩活動に於ける位置などが挙げられる。なお金華山の花崗岩類も、アダメロ岩～花崗閃緑岩質であるが、これはむしろ岩質、産状などから、阿武隈山地の第三期酸性侵入岩塊との親近性が考えられる。

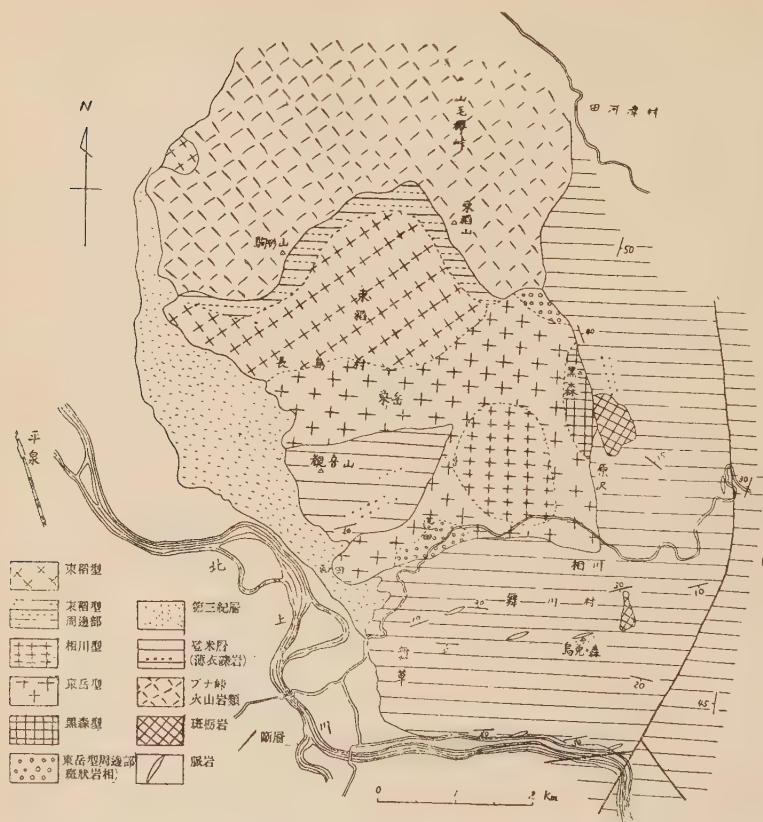
2 束稲山附近の地質、¹⁾²⁾とくに周囲の変成岩について（第1図）

岩体の南側および東側には、二疊紀の登米統が分布し、黒色粘板岩を主としているが、そのほか薄衣礫岩を挟んでいる。北側には、山毛櫛峠火山岩が分布している。その噴出時代は明らかでないが、白堊紀で、新月火山岩などと同時代ではないかと思われる。変質した安山岩ないし輝緑岩質の岩石で、峠附近では角礫質となつている。西縁は第三紀¹⁾（油島介¹⁾³⁾）に蔽われている。主岩体のほかに、その進入に伴つた小脈岩類（石英斑岩、花崗斑岩、角閃斑岩、閃緑斑岩など）が、周囲の登米統の粘板岩の走向とほぼ平行に排列している。なお観音山附近には、主岩体進入前の斑岩類も認められる。

束稲岩体と周囲の粘板岩や火山岩との接触部には、種々の熱変成岩がみいだされる。これらは源岩の種類によつて、興味ある変成岩となつている。山頂附近の接触輝緑岩については、すでに山田久夫⁴⁾による詳細な研究が

- 1) 野田光雄：北上山地西部長坂附近の地質学的研究，地質雑，41，431～456，1934。
- 2) 橋行一：北上山地長坂地域の露ヶ森層群に就いて，地質雑，58，353～360，1952。
- 3) 松野久也：一関附近の地質に就いて，東北大地質古生物卒論，1948。
- 4) 山田久夫：岩手県束稲地方の接触輝緑岩，地質雑，46，211～219，1940。

第1図 東稲地方地質図



あり、観音山附近の気成交代作用を伴った特殊の変成岩については、渡辺万次郎、八木健三¹⁾の報告がある。観音山の岩塊は東稲岩体中にループペンダント状に産し、ほとんど全部が熱変成および気成交代作用を受けている。山頂の北側は、凝灰岩、凝灰質砂岩および脈岩を源岩とするものが多く、角閃石—斜長石ホルンフェルス、角閃石—黒雲母—斜長石—ホルンフェルスとなつているが、変状斑晶として、斜長石、角閃石を残している。また

1) 渡辺萬次郎、八木健三：一関東方観音山附近の斧石角閃石質変成岩、岩鉱，33，128，1949。

M. Watanabe & K. Yagi ; Paragenesis of axinite and hōstingsitic hornblende from Kannon-yama, Iwate Prefecture, Japan. Sci. Rep. Tohoku, Univ. Ser. III, Vol. IV, 157~169, 1953.

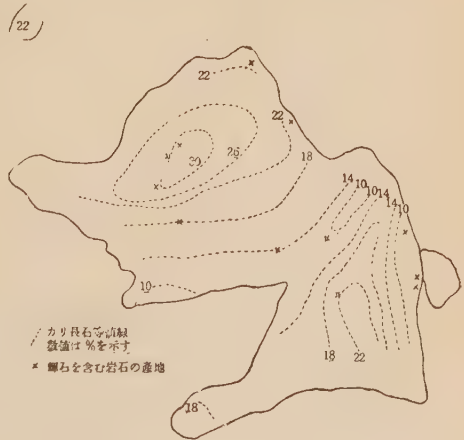
電気石を含むものもみられる。このやゝ南側には、砂岩、粘板岩、礫岩源のものが多く、黒雲母—斜長石—石英ホルンフェルス、透輝石—斜長石ホルンフェルス、角閃石—黒雲母—斜長石ホルンフェルスを生じている。これらに挟れてヘスチングス石質角閃石—斧石岩を産する。中貝山附近では、黒雲母ホルンフェルス、点紋粘板岩からなる狭い帯状部を生じ、また黒森北部でも、透輝石—斜長石ホルンフェルス、黒雲母ホルンフェルスなどを生じている。観音山の東南の白山には、小規模の接触鉱床を伴い、磁鉄鉱、磁硫鉄鉱などの鉱石および石榴石、緑簾石などのスカルンを産する。

第2図 (1) Q-KF-PL₁₀₀ダイアグラム



Q : 石英, KF : カリ長石, PL : 斜長石
折壁等他岩体の符号は第4図と同じ

第3図 カリ長石量等値線図



3 東稻岩体の岩石学的性質

I 容量比について (第1表)

a サリツク鉱物容量比 (Q-KF-PL ダイアグラム) 測定した結果¹⁾を石英 (Q), カリ長石 (KF), 斜長石 (PL) を頂点とする三角座標に投影した (第2図)。それらの点は Johanssn の分類²⁾ (Class 2 の order 2 図) によると、大部分が花崗閃緑岩の領域に落ち、細分すると、東稻型の大部分はアダメロ岩に、相川型は一箇がアダメロ岩に落ちる。相川型の残りおよび東岳型の全部が花崗閃緑岩 (Johanssen の monzotonalite) に相当する。一部のものはカリ長石、石英が少く、syenodiorite, diorite のフィールド

1) 測定はChayes による point counter を用い、縦0.3mm、横0.25mmの間隔に移動し、1800~2000 点を数えた。上の様にして求めた容積比より重量比を計算した。

Chayes, F.; A simple point counter for thin section analysis. Am. Min., Vol. 34. 1~11, 1949.

2) Johanssen, A.; Petrography Vol. I, Vol. II, 1932.

第 1 表 束稲岩体の構成鉱物容量比

No.	石 英	カリ長石	斜長石	角閃石	黒雲母	輝石	其他	全 サリッ ク	全マ ファイ ック	
18	18.6	27.7	38.9	1.0	7.4	4.7	1.7	85.2	14.8	束 稲 型
19	16.7	29.8	40.3	1.9	5.4	3.6	2.3	86.8	13.2	
20	16.3	31.5	37.4	5.6	4.5	1.1	3.9	85.2	14.8	
15	22.9	23.4	43.8	—	7.0	—	2.9	90.1	9.9	
14	16.7	23.0	41.4	6.2	8.8	—	3.9	81.1	18.9	
13	16.1	22.0	42.0	8.7	5.9	—	5.1	80.3	19.7	
8	21.1	19.0	48.5	2.3	7.5	—	1.6	88.6	11.4	
10	16.0	22.3	44.9	9.0	5.9	—	2.2	82.9	17.1	
11	14.5	22.2	43.5	8.7	9.2	0.6	0.8	80.2	19.8	
12	15.9	23.2	42.3	5.9	7.6	2.4	2.7	81.4	18.6	
16	19.1	22.9	37.9	7.5	7.6	—	4.7	79.9	20.1	相 川 型
9	15.3	21.7	44.9	5.1	6.5	3.3	3.2	81.9	18.1	
6	20.7	17.4	48.3	4.7	6.6	—	2.3	86.4	13.9	
2	12.0	9.9	53.3	12.6	11.8	—	0.4	75.2	24.8	東 岳 型
3	18.9	13.7	49.9	16.7	6.9	1.7	2.2	72.5	27.5	
4	12.3	15.6	47.0	11.6	10.3	—	3.2	74.9	25.1	
5	16.4	17.9	48.0	8.7	6.7	—	2.3	82.3	17.7	
7	17.9	18.0	52.7	5.2	4.4	—	1.8	88.6	11.4	
17	21.9	24.8	41.5	3.6	7.7	—	0.5	88.2	11.8	
21	14.7	12.4	54.4	7.8	7.8	0.7	2.2	81.5	18.5	
22	16.2	18.5	43.8	11.2	11.2	4.5	2.7	78.5	21.5	
1	2.8	3.7	56.9	12.9	11.9	4.7	4.1	66.4	33.6	黒 森 型
1'	0.6	7.1	59.0	1.0	12.4	16.6	3.3	66.7	33.2	
1''	2.6	6.9	57.3	7.5	11.9	12.1	1.7	66.8	33.3	
43	4.0	7.2	60.2	—	17.5	10.8	0.3	71.4	28.6	暗色包 裏物
44	8.7	—	64.1	12.9	12.3	—	2.0	72.3	27.2	
42	32.9	36.2	28.1	0.7	2.1	—	—	97.2	2.8	優白質 岩

に落ちるが、これらは黒森型および暗色包裏物である。優白質脈状岩は花崗岩に相当する。

b カリ長石量等値線図 (第 3 図) カリ長石の岩体内における量の変化をみるために、カリ長石の量の等しい点を 4% 間隔に結び等値線図を作った。その結果、束稲附近および相川附近が高い値を示し、それらの中間では、等値線はほぼ東西方向に平行になっている。

c 構成鉱物の容量化 (ME-PL-Q+KF ダイアグラム) (第 4 図) 分散はほぼ直線的で、有色鉱物の量の増減に対応して斜長石も増減している。なお暗色包裏物は

黒森型に近い位置に投影される。

この様な容量比、産状、および岩石の顕微鏡的観察（後述）などから、東稲岩体は、東稲型、相川型、東岳型および黒森型の各岩型に細分される。さらに各岩型内でも、中心部と周辺では有色鉱物の量、石理などにやゝ変化がみられる。大平山、蓬田附近には花崗斑岩を産する。

II 主要岩型の顕微鏡的観察

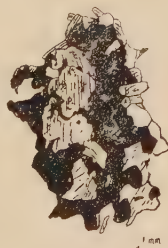
a. 東稲型 黝白色細粒ないし中粒で、アダメロ岩ないし花崗閃緑岩質である。斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、角閃石および輝石を主成分とし、磁鉄鉱、磷灰石、矽石を副成分とする。斜長石はおゝむね自形で累帯構造が著しく、カリ長石と接する部分には、曹長石の rim がある。この rim の巾は同一岩型内でも、中心部のものにやゝ広く発達する。カリ長石は斜長石の間を埋め、perthite 質で、細長い曹長石のすじはほぼ一定の方向〔(010) 劈開線に直交〕に並んでいるが、不規則なものもある。

周辺部では粒が小さく、石英と共に graphic な intergrowth をしている。普通輝石と紫蘇輝石の両方を含むものもあるが、一方だけのもの、また全然含まないものもある。普通輝石は自形に近いもの

第5図



第6図



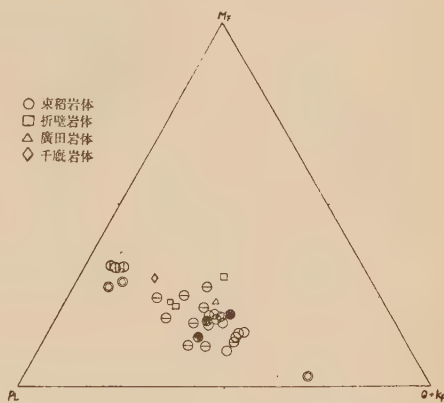
線5図 東稲型中の単斜輝石と紫蘇輝石の共生
Au: 普通輝石, Hy: 紫蘇輝石, B: 黒雲母

第6図 相川型中の普通輝石、黒雲母と磁鉄鉱の共生

(平行に排列したチタン磁鉄鉱を含む)

P: 普通輝石, B: 黒雲母, A: 磷灰石

(2) MF-PL-Q+KF ダイアグラム



MF: 角閃石+黒雲母+輝石+其の他
PL: 斜長石
Q+KF: 石英+カリ長石

もまれにみられるが、おゝむね半自形ないし他形である。小片状の黒雲母および磁鉄鉱を周囲に伴うか、または包裹し、周縁には淡緑色の角閃石を生じているものが多い。逆に角閃石の内部に僅かに普通輝石が残存しているようなものもみられる。紫蘇輝石は普通輝石にとりかこまれる場合が多く（第5図）、他形で量は少ない。紫蘇輝石にも角閃石の rim をもつものがある。黒雲母は片状褐色で、集合状のものもある。とくに周辺部には微細な片状結晶が集合している

第

2

岩 型 (標本番号) 岩 相	色指数	斜 長 石		黒 雲 母
		屈折率 $\begin{cases} n_1 \\ n_2 \end{cases}$	An %	屈折率 γ 多色性
束 稻 型 中心部 (18) (アダメロ岩)	17	$n_1 = 1.543$ $\begin{cases} n_1' = 1.552 \\ n_2' = 1.557 \end{cases}$	28 46 43	$\gamma = 1.648$ $\begin{cases} X : \text{淡褐} \\ Z : \text{濃褐} \end{cases}$
相 川 型 (9) 中心部 (花崗閃緑岩)	22	$n_1 = 1.544$ $\begin{cases} n_1' = 1.554 \\ n_2' = 1.558 \end{cases}$	32 50 48	$\gamma = 1.957$ $\begin{cases} X : \text{淡黄褐} \\ Z : \text{濃褐} \end{cases}$
東 岳 型 (3) (花崗閃緑岩)	38	$n_1 = 1.542$ $\begin{cases} n_1' = 1.549 \\ n_2' = 1.558 \end{cases}$	28 42 46	$\gamma = 1.644$ $\begin{cases} X : \text{淡褐} \\ Z : \text{濃褐} \end{cases}$
東 岳 型 (7) (花崗閃緑岩)	18	$n_1 = 1.543$ $\begin{cases} n_1' = 1.549 \\ n_2' = 1.556 \end{cases}$	30 42 43	$\gamma = 1.652$ $\begin{cases} X : \text{淡褐} \\ Z : \text{濃褐} \end{cases}$
黒 森 型 (1) (石英閃緑岩)	50	$n_1 = 1.548$ $n_2' = 1.559$	38 49	$\gamma = 1.661$ $\begin{cases} X : \text{帯淡褐} \\ Z : \text{濃褐} \end{cases}$
束 稻 型 周 辺 部		$n_1 = 1.544$ $\begin{cases} n_1' = 1.554 \\ n_2' = 1.559 \end{cases}$	32 49 49	$\gamma = 1.656$ $\begin{cases} X : \text{淡褐} \\ Z : \text{褐} \end{cases}$
暗色包裹物 (43) 束 稻 型	40	$n_1 = 1.544$ $n_2' = 1.557$	32 45	$\gamma = 1.657$ $\begin{cases} X : \text{淡褐} \\ Z : \text{褐} \end{cases}$

ものが多い。斜長石は一部絹雲母化しているが、そのほか方解石、緑簾石などの二次的変質鉱物を含むものもみられる。

b. 相川型 束稻型に比べてやや優白質中粒で、花崗閃緑岩質である。成分鉱物は束稻型と同一で、斜長石、カリ長石も同様な性質を持っている。普通輝石もほぼ同様であるが、磁鉄鉱に囲れ、チタン鉄鉱の微晶を遊離しているものも含れる。(第6図)。角閃石の量はや、多く、単独で存在し、中には細粒黒雲母と密接に伴っているものもみられる。

c. 東岳型 優白質中粒ないし細粒で、相川型に似て、花崗閃緑岩の性質を持つて

表

単 斜 輝 石	斜 方 輝 石	角 閃 石	副成分鉱物
屈折率 $\left\{ \begin{array}{l} n_1 \\ n_2 \end{array} \right. \beta \quad 2V(+)$	屈折率 γ	多 色 性	
$n_1 \text{on}(110) = 1.691$ $n_2 \text{on}(110) = 1.706$ $\beta = 1.704$ $2V(+) = 56^\circ$ $\text{Ca}_{45}\text{Mg}_{29}\text{Fe}_{26}$	$\gamma = 1.711$ $\text{Mg}_{63}\text{Fe}_{37}$	$\left\{ \begin{array}{l} X : \text{淡草緑} \\ Z : \text{緑} \end{array} \right.$	磁 鉄 鉍 礐 灰 石
$n_1 \text{on}(110) = 1.701$ $n_2 \text{on}(110) = 1.706$ $\beta = 1.701$ $2V(-) = 54^\circ$ $\text{Ca}_{43}\text{Mg}_{33}\text{Fe}_{24}$	無	$\left\{ \begin{array}{l} X : \text{帯緑} \\ Z : \text{緑} \end{array} \right.$	磁 鉄 鉍 礐 灰 鉄 チ タン 鉄
少量	無	$\left\{ \begin{array}{l} X : \text{淡緑} \\ Z : \text{緑} \end{array} \right.$	磁 鉄 鉍 礐 灰 石 柎 ル コ ン
無	無	$\left\{ \begin{array}{l} X : \text{帯淡緑} \\ Z : \text{緑} \end{array} \right.$	
$n_1 \text{on}(110) = 1.694$ $n_2 \text{on}(110) = 1.709$ $\beta = 1.706$ $2V(+) = 52^\circ$ $\text{Ca}_{40}\text{Mg}_{30}\text{Fe}_{30}$	$\gamma = 1.714$ $2V = 60(-)$ $\text{Mg}_{61}\text{Fe}_{39}$	$\left\{ \begin{array}{l} X : \text{淡緑} \\ Z : \text{緑} \end{array} \right.$	磁 鉄 鉍
$n_1 \text{on}(110) = 1.693$ $n_2 \text{on}(110) = 1.709$ $\beta = 1.699$ $2V(+) = 52^\circ$ $\text{Ca}_{42}\text{Mg}_{35}\text{Fe}_{23}$	少量	$\left\{ \begin{array}{l} X : \text{淡草緑} \\ Z : \text{緑} \end{array} \right.$	磁 鉄 鉍 礐 灰 石
$n_1 \text{on}(110) = 1.686$ $n_2 \text{on}(110) = 1.702$ $\beta = 1.696$ $2V(+) = 56^\circ$ $\text{Ca}_{46}\text{Mg}_{35}\text{Fe}_{19}$	少量	無	磁 鉄 鉍

いる。斜長石とカリ長石が接する部分には、曹長石の rim のほかに、こまかい石英と斜長石からなるミルメカイト質の rim を作っている。一部微斜長石を含んでいるが、大部分は perthite 質なカリ長石である。輝石は含まれず、角閃石は自形ないし半自形で黒雲母を包裹し、または伴っている。

d. 黒森型 細粒や、優黒質の石英閃緑岩で、成分鉱物は同一である。斜長石が大部分で、ごく少量のカリ長石、石英が間を填めている。普通輝石は角閃石、黒雲母にとりかこまれる。紫蘇輝石は普通輝石の rim を持つもの、半自形の結晶のもの、そのほか小粒状で散在するものなどがある。微粒の磁鉄鉍は量が多く、輝石の内部に集

合状に含まれている。この岩型に類似した岩質のものは、観音山北側にも存在する。

III, その他の岩石の記載 a, 東稲山頂接触部の岩石 基性火山岩源のホルンフェルスは斜長石の変状斑晶を持つているが、石基の部分は斜長石、石英、輝石、黒雲母の granoblastic な集合で、斜長石斑晶も周囲は再結晶し、不規則な外形を示している。黒雲母はホルンフェルスに普通にみられる赤褐色のもので、また一部に珪線石および電気石を生じている。このホルンフェルスと東稲型の周辺相との間には、斑状細粒の花崗岩質の岩石を産する。これは斜長石、単斜、斜方の両輝石、角閃石、黒雲母および小粒状のカリ長石、石英、斜長石からなり、graphic な intergrowth をしている。黒雲母は deccusate 集合をして存在し、また一部 ophitic texture を示す単斜輝石と斜長石の集合体が捕獲されている。このような斑状岩は東稲型の周辺相に移過する。

b. 暗色包裏物 量は比較的少ないが、この岩体は暗色包裏物を各所に含んでいる。これらはおむね円形または卵形をしている。

1. アダメロ岩中に含まれるもの。細粒でやゝ斑状を呈し、閃緑岩質ないしモンゾニ岩質石理を示す。斜長石および少量のカリ長石、石英を含み、また両輝石を含んでいる。斜長石で斑晶状のものは、周囲の岩石中のものと差異がないが、小結晶は累帯構造が顕著でなく、黒雲母、紫蘇輝石の小結晶を包裏している。カリ長石は少量含まれ、perthite 質で、斜長石と接する部分には、狭い曹長石の rim が認められる。普通輝石は粒状他形であるが、一部は大きな結晶をなしている。紫蘇輝石は他形粒状で量は少く、一部は普通輝石の内部に含まれている。黒雲母は淡褐色、小片状である。

2. 花崗閃緑岩中のもの。細粒で半自形等粒、閃緑岩質石理を示し、斜長石は累帯構造および rim を有し、カリ長石、石英共に少量で間を埋め、perthite 質である。角閃石は柱状他形緑色で、黒雲母と密接に伴って産する。

これらの包裏物は共に周囲の岩石と類似し、とくにその容量比は石英閃緑岩質で、黒森型に近い値を示している。

c. 優白質脈状岩 淡紅色の脈状をなす岩石が東稲型に含まれるが、これは斜長石カリ長石を主とし、黒雲母、角閃石を少量含んでいる。斜長石は半自形で rim を有し、カリ長石は他形、perthite 質で、石英と共に間を埋める。黒雲母は淡褐色、角閃石は淡緑色である。容量比は花崗岩に近い値を示す。

成分鉱物の光学的性質は主岩型と共に一括して表に示す。

なお周囲からの捕獲岩片は、東稲山頂接触部のほかにはほとんど認められない。

IV. 成分鉱物の光学的性質 (第2表) a. 斜長石¹⁾ 黒森型以外の岩型は、ほぼ等しい値を示すが、各資料によって多少の差が認められる。黒森型はそれらに比べて塩基性で An36% である。これらはすべて累帯構造を示しているが、その成分範囲も黒森型以外の岩型はほぼ等しい。すべての資料に共通していることは、最も高い An% が等しいことである。なお暗色包裏物の斜長石は比較的成分範囲は狭いが、黒森型のそれよりは酸性で、周囲の岩石に近い値を示している (第3表)。

b. 黒雲母、屈折率 γ^2) は東稲型の中心部は、1.648 でや低い値を示すが、他はほぼ 1.655 前後で殆んど差がない。暗色包裏物中のものも同じ値を示している (第3表)。

1) 浸液法により劈開片で測定した。

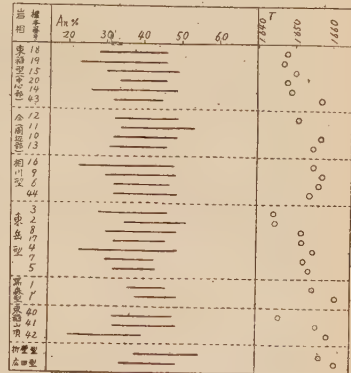
2) 浸液法より劈開片で測定した。

c. 輝石、単斜輝石は (110) 劈開片についての n_1 , n_2 および $\beta^{(1)}$ を求め、 β と 2v から Hess の表²⁾ によつて成分を求めた。その結果、Hess の定義した普通輝石ないしサライトに相当する。斜方輝石は γ を求めて成分を決めたが、紫蘇輝石である³⁾。主岩型および暗色包裹物の個々の成分鉱物の光学的性質は一括して表に示す。

4. 成因についての二、三の考察

I 花崗岩と輝緑岩との混成現象について

第3表 斜長石成分範囲および黒雲母屈折率 (γ)



本岩体については、山田久夫⁴⁾ が既に報告している。山田は「花崗岩類が北部に分布する輝緑岩をとりこみ、基性化した。とくに斜長石と両輝石が捕獲結晶としてとりこまれ、岩漿と反応して、角閃石、黒雲母を生じた。その場合、冷却速度の差異で、中心部に現在みるような岩相を生じた」と説明している。このような輝緑岩片と花崗岩漿との混成がどの程度行われたかは、その報告からは明らかではない。この点について簡単にふれてみたい。

浸液法による。43, 44 は暗色包裹物
42 は優白質岩。

a. カリ長石量等値線図などに示されるように、輝緑岩との接触部はカリ長石がやや少く、鉄苦上鉱物の量が多いが、このような接触部の範囲は狭い。また中心部方向えの変化の様子は、東稲山附近と黒森附近とはかなり違っている。東稲山頂部では、記載の項で説明したように、ophitic texture をもつた捕獲岩片を含み、また再結晶した黒雲母、角閃石が集合状 (deccusate aggregate) に産しているなど、狭い範囲に混成作用が認められる。しかし、斜長石を捕獲結晶と考えるような証拠はなく、全体として、このような基性部は、輝緑岩を一部混成した花崗岩類の周辺相と考えた方が良いと思われる。

b. さらに周辺相に限らず、岩体全体についても、1) 斜長石は core と margin の間に捕獲結晶の証拠を示す様な不連続が認められず、正常な累帯構造を示し、成分は core でも中性長石である。2) 輝石は単斜、斜方の両輝石を含んでいるが、これらの分布は東稲山頂に限られず、殆んど岩体全体にわたつて分布している。(比較的多く、1%以上を含むものは第3図に×印で示した)。接触輝緑岩の輝石は再結晶

1) n_1, n_2, β ともに浸液法による。

2) Hess, H. H. ; Chemical composition and optical property of common clinopyroxene. Am. Min., Vol. 34, 621~626, 1949.

3) Hess, H.H. ; Orthopyroxene of the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions. Am. Jour. Sci. Bowen Vol. I, 173~188, 1952.

4) 山田久夫; 東稲地方の花崗岩漿と輝緑岩との混生現象 (要旨), 地質雑, Vol.25, 307, 1940.

し粒状で、単斜輝石は透輝石質、斜方輝石はかなり鉄珪輝石質¹⁾であるが花崗岩中のものは、普通輝石および紫蘇輝石である。輝石を捕獲結晶と考えることは、このような事実からも困難である。

c. 一方、MF-PL-Q+KF ダイアグラムに投影した結果では、それらの点の散布の度はやゝ大きい、斜長石の量の変化は、石英+カリ長石の量の変化に比較すると小さい。黒森型の石英閃緑岩と束稲および相川型のアダメロ岩、および花崗閃緑岩は、ほぼ直線上に巾を持つて分布し、密接な関係があることが考えられる。なおアダメロ岩および花崗閃緑岩中の暗色包裏物も黒森型に近い値を示している。

以上の事から、花崗岩類の基性化が、輝緑岩との混成作用によるのは局部的でむしろ黒森型のような基性岩との関係が深いものと考えられる。

II 黒森型の石英閃緑岩について。黒森型のような石英閃緑岩は、花崗岩漿の早期晶出物の集合、あるいは基性周辺相であるとも考えられる。しかしその分布が限られ、類似した岩相が広く岩体中に暗色包裏物としてとりこまれている事、斜長石の性質が、周囲のより酸性の岩相と差異がなく、カリ長石も少量含まれる事、両輝石をかなり多く含んでいる事などから、前に挙げた事の可能性は少いと思われる。また黒森型の石英閃緑岩は原沢の粗粒の普通輝石斑斕岩に接して産する。露出が悪く野外の関係は確められないが、現在の位置で、両者の間に混成作用のあつた事は考えられない²⁾。むしろ、より深所で、基性岩との間に混成作用が行われ、生成されたものである事が予想される。この場合、花崗岩進入前に固結していた閃緑岩質岩石を捕獲し、それに若干の物質が供給されたものとするか、あるいは深所で基性岩を捕獲し、十分混成岩化したものとするかの二つの場合があげられる。黒森型の鉱物成分は、束稲型、相川型などの岩石と大差がなく、石理も閃緑岩質ないしモンゾニ岩質である。斜長石は正常な異帯構造を示し、カールスバド双晶を主とし、輝石の量が多く、細粒であることのほかは、それらの間に著しい違いが認められない。上のような点から、この黒森型は捕獲された基性岩（原岩は明らかではないが、両輝石を含む斑斕岩か）の混成作用が著しく進み、輝石以外の部分は両溶融し、現在含まれる斜長石およびカリ長石は周囲の岩石と同時期に、同一条件で晶出したものと推察される。同時に輝石は岩漿と反応し、それと平衡状態にある角閃石および黒雲母を晶出したが、それらに飽和し、輝石は一部残存したものであると思われる。

III 岩相の変化について。この岩体は黒森型の石英閃緑岩から、束岳型、相川型、束稲型の花崗閃緑岩ないしアダメロ岩まで岩相が変化する。

1) 山田；前出

2) 遠野花崗岩の基性相の成因については、加納博、関陽太郎は、それに接して産する小友塩基性岩との混成作用と考えている。

黒森型については上に述べた。容量比を投影した Q-PL-KF ダイアグラム上では、各岩型は狭い幅で線上に分布している。このような岩相の変化の原因としては、花崗岩漿の結晶分化が考えられる。しかし黒森型に類似した暗色包裹物は各型に含まれ、また殆んど岩体全体にわたって輝石を含んでいる。この輝石の存在を分化で説明する事は困難で、黒森型の生成、暗色包裹物の存在と関聯して、岩漿と基性岩との混成作用によると考える方がより妥当と思われる¹⁾。

なおこの岩体がなぜカリ長石に富んでいるかという問題に対しては、岩漿としてアダメロ岩質のものを考えるのが適当と思われる。

上に述べてきたような事から次のように総括される。アダメロ岩質岩漿が基性岩を捕獲し、混成作用をおこない、石英閃緑岩から花崗閃緑岩まで

第 4 表 折壁、広田岩体の構成鉱物容量比

No.	石英	カリ長石	斜長石	角閃石	黒雲母	輝石	その他	全マ フック	全サリツ ク量	
101	13.3	25.7	42.3	13.1	3.3	—	2.3	18.7	81.3	折壁
102	8.8	26.2	33.7	13.1	11.5	2.3	4.4	31.3	68.7	
103	9.2	18.1	50.5	9.2	9.1	3.0	0.9	22.2	77.8	
104	10.3	15.4	51.0	14.2	5.4	0.7	3.0	23.3	76.7	
105	18.2	18.7	39.9	12.8	8.0	0.5	1.9	23.2	76.3	広田
106	18.9	—	51.4	15.5	10.5	3.3	—	29.7	70.3	千蔵

第 5 表

	色指数	斜 長 石		黒 雲 母
		屈 折 率	An%	
折 壁 型 102	46	$n_1=1.546$ $n_2'=1.560$	34 49	$\gamma=1.661$
広 田 型 105	30	$n_1=1.547$ $n_2'=1.563$	38 55	$\gamma=1.658$

- 1) a. このような考え方は牛来正夫によって、阿武隈山地の花崗閃緑岩についてなされている。

牛来正夫：南部阿武隈高原御齊所一竹貫地方産深成岩類の岩石学的研究、一特にその成因についての概要、東京文理大地鉱教室研究報告、I、32~40、1944。
Masao, G. ; Petrological study on the plutonic rocks of Gosaisho-Takanuki district, southern Abukuma plateau. Mem. Fac. Sci. Kyushū Imp. Univ., 1944.

b. 鈴木淑夫は気仙川岩体の各岩相の生成は、酸性物質と塩基性物質の混合による部分岩漿の形で進入したことによると説明している。

鈴木淑夫：北上山地南部田町附近の花崗閃緑岩の構造について、地質雑、58、1~16、1952。

の岩相の変化を生じ、不均質な状態で侵入固結した。この過程において、捕獲岩は再熔融したが、両輝石だけは残存し、岩漿と反応して、角閃石、黒雲母を周縁に生成した。

4 折壁廣田岩体との比較 (第2,4圖)

産状および地質環境が類似する事は前に述べたが、成分鉱物もほとんど同一で、岩相も花崗閃緑岩ないし閃緑岩まで変化する。折壁の中心部では石英の量が比較的少く、石英モンゾニ岩質あるが、広田のものはアダメロ岩質である(第4表)。成分鉱物の光学的性質は表に示す(第5表)。

5 総 括

束稲アダメロ岩体は上部二疊紀登米統の黒色粘板岩、礫岩および中生代白堊紀と思われる基性火山岩類を岩株状に貫いている。その周囲の岩石は熱変成を受け、種々のホルンフェルスを生じている。産状、容量比およびその他の岩石学的性質にもとづいて、この岩体は束稲、相川、東岳、黒森の四つの岩型に分けられる。なお三つの岩型中には、黒森型に類似した岩石学性質を持つ暗色包裹物を含んでいる。主成分鉱物はほぼ同一で、斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、角閃石、および単斜輝石(普通輝石)、斜方輝石(紫蘇輝石)の両方または一方からなり、副成分としては磁鉄鉱を含んでいる。斜長石は大部分灰青長石で、カリ長石は perthite 質である。黒雲母の最大屈折率(γ)は 1.645 ないし 1.660 である。最後に成因について二、三の考察を行つた。この岩体については既に山田久夫により、花崗岩質岩漿と輝緑岩の混成作用として報告されている。山田は花崗岩質岩石の基性化が輝緑岩を同化して行われたと述べている。しかしそのようなこの位置での混成岩化は極めて小規模で、基性化の主要な原因は、むしろより深所で基性岩(明らかではないが両輝石斑岩のような)との混成岩化が考えられる。そのような作用の産物として黒森型あるいは暗色包裹物のような石英閃緑質岩石を生成したと思われる。この場合混成岩化が更に進んだものが、相川、東岳型にみるような花崗閃緑岩であろうと思われる。なお岩漿としては、アダメロ岩質のものが考えられる。

最後に地質学的にも、岩石学的にも共通している折壁、広田岩体との比較を行つた。なおこれ等三つの岩体は南部北上山地で東西方向の一つの線上に並び、侵入時代も同一と思われ、北上山地深成岩活動における位置は興味ある問題である。

本稿を終るにあたり、終始御指導を頂いた石井教授、渡辺教授、八木教授、千藤、植田両助教授に厚く感謝する。島田一郎、宇留野勝敏両学士にも御援助を頂いた。なお野外調査に際し厚意を受けた佐藤愼、やすの両氏ならびに岩井悟郎氏に心から御礼を申上げる。

本研究の一部は文部省科学研究によつて行われたものである。

鑛物學及び結晶學

7712, Wenzelite と baldaufite の huréaulite えの一致 Strunz, H.

1925年MüllbauerはHagendorf-Nordのベグマタイトから産した Ca, Mg, Fe, Mn の二種の含水磷酸塩鉱物に対し新に wenzelite, baldaufite の名前を附した。著者はこの地方の含磷酸塩ベグマタイトを調査中, Hagendorf-Nord 及び-Süd からこれ等の試料を得て, X 線的, 化学的, 光学的研究の結果, 之等はいずれも huréaulite $(\text{Mn, Fe})_5\text{H}_2(\text{PO}_4)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ に一致していることを見出した。特に Hagendorf-Süd 産の huréaulite 結晶について詳しい形態学的研究を行つてゐる。その主な性質は次の如し。a:b:c=1.930:1:1.064, $\beta=96^\circ 46'$, 硬度 3.5, 比重 3.194, $\alpha=1.652$, $\beta=1.658$, $\gamma=1.663$, $2V=85^\circ$ 。(Neues Jahrb. Monatsh., 166~177, 1954) [長谷川]

7713, 西濠州産の新鑛物 priderite Norrish, K.

西濠州 Kimberley 地区の白榴石-lamproite には光学的に金紅石によく似た鉱物が常に含まれる。長さ 0.05mm 位の四角柱で完全な劈開と葉片構造とが底面に平行にあり、光学性は一軸性正で $\omega > 2.10$, 赤褐色で $O < E$, $G=3.86$, 化学分析の結果は $(\text{K, Ba})_{1.3}(\text{Ti, Fe})_8\text{O}_{16}$, 粉末写真によると格子恒数 $a_0=10.11\text{\AA}$, $c_0=2.96$ の正方体心格子で cryptomelane $\text{KMn}_8\text{O}_{16}$ (単斜) の構造に似ているが, 大きな陽イオンの欠落があるらしい。尙 K- , Ba-priderite を夫々合成して比較した。命名はこの地方の岩石鉱物の研究者 Prider, R.T. 教授にちなんだものである。(Min. Mag., 29, 496~501, 1951) [宇留野]

7714, 新鑛物 haustite Erd, R. C., Foster, M. D.

ネバダ州, Eureka County の Copper King 鉱山に於いて, 変質頁岩中に緑色の脈状鉱物が見出された。これは堅硬緻密で貝殻状の断口を示し, トルコ玉と同じ粉末写真を与えるが, 化学分析の結果, 化学式は $(\text{Zn}_{0.8}\text{Cu}_{0.2})\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ でトルコ玉の Zn 置換体と考えられる。尙比重は 2.92, 屈折率は 1.613 である。(Am. Min., 38, 964~972, 1953) [横山]

7715, Wisaksonite とメタミクト含ウラントール石の一致 Hutton, C.O.

1948年にセレベス, Pekocringan 川の重砂中より Druif が始めて見出し, その光学的性質のみから新鉱物と決定した wisaksonite について, 主に X 線的に検討した。試料を 860°C に 4 時間加熱すると, 明瞭な ThO_2 の粉末写真が得られその格子恒数が 5.52\AA で稍々小さいのは, Th の一部を U が置換した為である。U は蛍光分析により数 % 含まれることを確めた。この結果 wisaksonite はメタミクト状態の含ウラントール石であることが判明したので, この鉱物名は抹消すべきである。(Am. Min., 39, 825~829, 1954) [横山]

7716, 斜長石の曇り Poldervaart, A., Gilkey, A. K.

ほこり状の包裹物をもつた数例の斜長石の観察と文献によつてその成因を論じてゐる。こうゆう曇りは熱変成作用を受けた岩石に往々見られるが, 必ずしもその証拠にはならない。かすかな曇りは鉄分の離溶で説明出来るが, 濃いものは長石中に溶ける鉄分の量から言つて之では説明が付かない。こうゆう曇りは曹長石, 灰長石を除く中間の斜長石に限られる。

之はこの長石が低温型曹長石と灰長石の微細な結合体になつていて、この二相の境界面が単分子膜に似た表面効果を示し、外からの鉄分を拡散によつて取入れたものである。曇りは他の造岩鉱物にも見られ、曇りを起す包裹物は金属鉱物が主である。斜長石に曇りの出来る条件は、1)適度な温度の上昇とその持続、2)水の存在、3)原岩からの鉄分の供給で、之らは熱変成や広域変成作用に当つて与えられることもある。又この曇りは粘土源岩を同化した塩基性侵入岩の鉄分の多い deuteritic 期にも生じ易い。(Am. Min., **39**, 75~91, 1954) [宇留野]

7717, Iveland 産 euclase Strand, T.

ノールウェー、Iveland の Eptevean にある、ペグマタイト質の Hovås 長石鉱山に、緑柱石の仮像が産出し、これは bertrandite $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$ と白雲母に変つている。この仮像中に、屈折率が $\gamma = 1.675$, $1.655 > \beta \geq 1.650$ で bertrandite よりも高い鉱物が見出された。分散は大で $r > v$, $2V = 45^\circ$ であり、X線粉末写真からも euclase $\text{BeAlSiO}_4(\text{OH})$ であることが決定された。本鉱物は緑柱石の Al_2O_3 を、すべて白雲母に変えるだけ K_2O が供給されなかつた為に生じたものである。(Norsk Geol., **31**, 1~5, 1953) [横山]

7718, Cornwall 産の蛇紋石鑛物

Midgley, H. G.

Cornwall 州 Lizard の Kennack 谷の蛇紋岩中に巾 6~7cm の垂直な白い脈がある。鏡下では底面に劈開のある六角板状の小結晶の緻密な集合物で、滑石を伴う。光学的には一軸性負、 ϵ 1.545, ω 1.555 で saponite に一致するが、化学分析の結果は $\text{Mg}_{5.6}(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_{7.9}$ であり、更に示差熱分析や粉末写真の結果からもむしろ chrysotile や antigorite

に近い。単斜晶系で格子恒数は $a_0 5.29 \text{ \AA}$, $b_0 9.18$, $c_0 7.49$, $\beta 9^\circ 14'$, $G 2.56$ で空間群は $C2/m$, Cm , C_2 のいずれかである。Kaolinite と同じ構造を持つ antigorite の一変種で、微量の鉄の置換によつて光学的性質がちがつたのだらう。(Min. Mag., **29**, 526~530, 1951) [宇留野]

7719, 瀝青岩石基より變質したモルデン沸石 Harris, P.G., Brindley, G.W.

スコットランド、Arran の Tomor 海岸附近に岩脈をなす、石英-鉄燐礫石 瀝青岩を研究中に、水和作用により石基から變質した微量の黄褐色物質を見出した。これは石基よりも稍々軽く、化学分析、X線粉末写真等で調べた所、粘土鉱物ではなくモルデン沸石であつた。火山噴出物の変質過程では、沸石類が予想以上に生じる様である。(Am. Min., **39**, 819~824, 1954) [横山]

~~~~~ 岩石學及び火山學 ~~~~~

7720, Kenya, Ruri 高原のアルカリ閃長岩 Pulfrey, W.

Kenya 西部の Ruri 高原に於て岩脈状又は小ブラック状に産するアルカリ閃長岩に就て記載したもので、その産状と岩石学的性質、成因を詳しく論じている。長石を包囲する角閃石、輝石中にポイキリテックに包まれる霞石、霞石結晶間を充填する骨格状輝石等共生鉱物の顕微鏡観察から晶出順序を次の如く考へている。含霞石閃長岩に於ては nepheline-orthoclase-sphene-aegirine-diopside, aegirine, vesuvianite-(biotite)-calcite-cancrinite, analcime-needly aegirine-zeolites。霞石を含め閃長岩では apatite-orthoclase-aegirine-diopside-calcite, analcime-needly aegirine-zeolites。成因に就ては珪長質の液体が炭酸塩岩類

中を通る時脱珪酸作用が行われて霞石を生じ、之のため正長石が出来て、ソーダ正長石、アノルソグレース等を生じなかつたものと推論している。正長石を交代する萌芽状輝石、灰霞石によつて交代された霞石中の輝石、角閃石による微斜長石の交代等現在現われている諸性質は其の後におこなわれた交代作用によつて生じた別のものである。(Geol. Mag., 91, 209~219, 1954) [植田]

7721, ダン橄欖岩と、玄武岩中の橄欖石に富んだ包裹物の起源 Ross, C. S., Foster, M. D., Myers, A. T.

橄欖石に富んだノジュール状の包裹物を含んだ玄武岩は世界中に広く産し、特にドイツで有名である。このノジュールは鉱物成分も、化学成分もダン橄欖岩に良く類似している。ダン橄欖岩がやはり広く各地に分布することは知られていることである。この論文には、ノジュール状包裹物、およびダン橄欖岩の各地の産状が示され、さらにその中の鉱物の化学分析、分光分析の多くの結果が挙げられている。次いで、多くの人により実験的に、また野外調査から導かれたダン橄欖岩の成因、即ちこれが粥状の結晶質な物質の貫入体であること、その進入が造山運動によること、その起源には、橄欖岩層から直接であるとするものと、玄武岩漿の分化物であるとの二つの説があることに論及している。一方、ノジュール状包裹物は、汎世界的に産し、各々が橄欖石、頑火輝石、クローム透輝石、クローム尖晶石の四つの同じ成分をもち（母岩の成分は異つていながらもかわらず）、偏圧を受けた様な組織を持つことなどから玄武岩の分化物と考えることは難しく、ダン橄欖岩、ノジュール状包裹物は共に橄欖岩層から運ばれて来たものであらうと結論している。最後に其の可能性（橄

欖岩層の深さの問題）を最近の地球物理学的研究から論じ、また橄欖岩層の鉱物成分は隕石の成分にも関聯するので、この研究が地球科学のより広い分野にも役立てばと結んでいる。(Am. Min., 39, 693~737, 1954) [島津]

7722, Rhum 島に於けるグラノファイヤーと玄武岩との関係 Black, G. P.

Rhum 島, Orval における玄武岩(第三紀)はグラノファイヤーによつて貫入され接触変質を受けている—この事実は Rhum のグラノファイヤーが第三紀貫入岩体とされた重要な資料となつている—と言う Harker (1903), Bailey (1944) の論文に対する反論である。著者はグラノファイヤーと玄武岩の接触部を詳細に検討した結果、玄武岩は全く接触変質を受けていないこと、石英の xenocryst を有していること、熔岩の厚さが急激に変化すること、又グラノファイヤーには“chilled margin”の見られぬこと、玄武岩との接触部附近で風化帯が存すること—玄武岩におおわれる以前に地表にでていたことを示す—、“xenolith”を全く欠くこと、その他の資料が集められた。これにより著者は、玄武岩熔岩はグラノファイヤーの侵蝕面上に不整合におつたと結論している。(Geol. Mag., 89, 106~114, 1952) [宮城]

7723, Rhum 島西方地域の酸性岩 Black, G. P.

Scotland の西岸, Skye, Mull に並んだ小島 Rhum の西方地域をしめる酸性岩(グラノファイヤー)は従来 Torridonian 砂岩(新原生代)及び玄武岩熔岩(第三紀)を切る第三紀貫入岩体として有名であつた。しかるに著者はこのグラノファイヤーは Torridonian 砂岩とは普通の火成岩の接触部に見られるようないかなる現象も見当らず、漸移関係で

接しているとのべ漸移帯を5つの 'zone' に分け、野外における観察、顕微鏡によつて見られる岩石の変成過程、さらに化学分析の結果などの資料をあげ、次のような結論を導いている。グラノファイヤーは Torr idonian 砂岩に主として熱変成作用により Al_2O_3 , Na_2O , FeO , CaO , K_2O (TiO_2 , MnO , P_2O_5 も少量) などの物質が供給されて生じたものである。変成作用の時期及び原岩石についてはふれていない。(Geol. Mag., 91, 257~272, 1954) [宮城]

7724, 地質學的作用としての流動化作用 Reynolds, D.L.

流動化作用 (fluidization) は混成作用及び化学反応を促進するために、ガスを細粒固相粒子層を通過させる工業的過程である。ガス流がある特別な速度になるとその層は膨張し、個々の粒子は自由に運動する様になる。ガス流の速度が増大するに従つて気泡相が形成せられ、その気泡は粒子が激しく運動させられている膨脹層を通して上方へ移動する。その層は「現在流動化されている」と云う。ガス流の速度が連続的に増加すれば益々ガスは懸濁した固相を含む気泡として流動する。遂に固体粒子が全く気泡に乗せられ、ガスに依つて運搬される様になる。

流動化が工業的に重要になつた結果、流動化についての実験的データがガス—固相系の性質を知るに役立つ様になつた。これらに関連して流動化が重要な地質学的应用性をもつ様にみえる。流動化の実例は次の如くである。火山現象として、ヴェスビアスの噴騰するガス相、Tenthousand Smokes の例の様な凝灰岩流、ignimbrite がある。混合過程 (mixing) としては例えば Katmai 及び Montserrat の如く、鉱物成分の不整合 (discordant) と直線的な変化図 (straightline vari-

ation diagram) により特徴づけられる岩石系の進化が関係する。貫入過程としては New Haven 附近の粗粒玄武岩を貫く集塊岩々脈、Sudbury の breccias, Swabian 火山のパイプ状凝灰岩、若干の英国第三紀火山岩類及割目の内容物、Vredefort 地方の偽玄武岩玻璃及頑火輝石文象岩、Slieve Gullion の貫入文象岩がある。貫入流動系の地質学の実例は非拡張型の網状脈、砂吹きで丸味をもつた様な breccias 機械的な混成物 (mechanical hybrids) で特徴づけられる。Daly が花崗岩の深成岩体が magmatic stoping によつてその位置を占めると云う結論を出した証拠を検討し、それが熔融体による stoping よりも、もつと流動化した固体粒子系による stoping と一致することが判つた。花崗岩の深成岩体でみられる負の重力異常は magmatic stoping の仕方とは一致せず、流動化した母岩としてつくられるならばその事実は容易に説明することができる。(Am. Jour. Sci., 252, 577~614, 1954) [千藤]

7725, North Berkeley Hills の藍閃石片岩 Brothers, R.N.

従来カリホルニア州 Coast Ranges には藍閃石片岩類の産出が多く、地質学者に注目せられて来た。North Berkeley Hills には藍閃石片岩の岩塊や岩山が散在する。地表地質関係及 San Pablo Water トンネルの地質断面から本岩は上部ジュラ紀の Franciscan-Knoxville Group 中の断層帯に沿つて貫入した蛇紋岩 belt 中の構造的包含体 (tectonic inclusion) である。本片岩に伴つてエクロジヤイト、柘榴石角閃岩、緑簾石—角閃岩、低変成層の曹長石—緑簾石—白雲母—緑泥石片岩がある。此等すべては藍閃石による初期の交代作用を示している。此等各岩石の主成分鉱物の記載及岩石分

類（更に 8 群に分け、鉍物組合せでは 36 の場合が挙げられる）がなされている。橄欖岩の蛇紋岩化作用と 藍閃石岩の再結晶作用とが関係あるか否かは明かでないが、両者は本来固結体としての蛇紋岩の貫入に先立つて、主に深所で出来ていた。蛇紋岩の迸入中その後期の交代作用は近接する Franciscan Knoxville の沈積岩中に少量の藍閃石を生成させた。源岩から上記種々な藍閃石組合せが形成されるのは同じ範囲の物理的条件下に色々な pore-solution の成分による低下交代作用によると考えられる。(Am. Jour. Sci., 252, 614~626, 1954) [千藤]

金 属 鑛 床 學

7726, British Columbia 州 Salmo の Jersey 鉛・亜鉛鑛床 Whishaw, Q.G.

本鉍山附近は late Precambrian から Ordovician に至る堆積岩を基盤とし N-S 方向の背・向斜軸がある。これを Jura 紀の火山岩が被覆し、Cretaceous の花崗岩が堆積岩を貫入する。各種の鉍床が存在するが、鉛・亜鉛鉍床は Cambrian 下部の石灰岩中の交代鉍床として存在する。石灰岩は大理石となり、珪質粘土岩は多くの黒雲母を含む。鉍床は石灰岩基底部の白雲石化された部分にあり、鉍床下部は褶曲し、鉍床はこの trough 及び limb に胚胎する。一般に tactite に変化し、一部 skarn を生ず。鉍石鉍物は閃亜鉛鉍及び方鉛鉍で、脈石として白雲石、方解石その他を有する。この他に花崗岩と石灰岩との接触部の tactite 鉍床からタングステン鉍を出す。この場合一般に鉍化作用は花崗岩と関係ずけて考えられて居るが、鉍床生成は花崗岩との接近性とは無関係である。変質作用中あるものは花崗岩の熱により、又 skarn は花

崗岩からの溶液による。しかし鉍石に変成作用のない事から skarn より後の様に見える。花崗岩及び石灰岩の上部の珪質粘土岩中の Zn は、花崗岩では 10p.p.m. を超える事なく、後者では 100p.p.m. を超える。珪質粘土岩中の Zn は鉍石と同様外部から導入されたか、又は元々の成分であつたかが問題となるが、外部から導入されたとは考えにくい。むしろ堆積岩中の一成分であつて、鉍床は水その他により濃縮されて生じたと考えるのが適当である。(Econ. Geol., 49, 521~529, 1954) [鈴木]

7727, Witwatersrand 金ウラニウム鑛床の成因 Miholic, S.

礫岩層に胚胎せるこの金鉍床には従来から placer deposit と hydrothermal deposit の両成因説があつた。しかしその中からウラニウムが発見されてから問題が一層複雑となり、しかもそれは hydrothermal origin とは考えにくい carbon の存在と密接に関係する。Thurber の如きウラニウム鉍物中の炭質物に対しては、W. Vernadsky はウラニウムの α 線による気体炭化水素の重合によると考え、他の人により実験的にも示された。実際本鉍床或いは他の鉍床で methane の存在が確められ、それを鉍床の上部の石灰或いは石墨片岩等に関連づけた。筆者は Jugoslavia での観察から、ある時代の堆積岩から出る水は radioactivity を増す事を見つけ、ウラニウムの嫌気性微生物による生物的蓄積を考えた。かくて本鉍床では礫岩は海底堆積物であり、その中に有機物を含むウラニウムが蓄積された。鉍床には黄鉄鉍を伴うが、これは嫌気性状態を示す。これ等は急岸に沿う硫化水素を含む水中で生成されたであろう。それに相当する事実は現在の海底で示される。金に就い

てはその後のイオン状の金を含む熱水の通過があり、その際有機物により還元されて生じた。有機物は自然に炭化過程を経て炭化水素を生じた。(Econ. Geol., **49**, 537~540, 1954) [鈴木]

7728, Montana, Dillon 附近黒鉛鑛床の産状及び成因 Ford, R.B.

当地域の地質は前カンブリア紀Cherry Creek 系 (大理石, 黒雲母 柘榴石片麻岩, 角閃片麻岩, 珪灰質岩石) と、これらを貫くペグマタイト, 塩基性岩脈よりなり鉍床は前記片麻岩類, 珪灰質岩石, ペグマタイト等の裂隙, 破碎帯, 葉片状構造に支配される不規則塊状, 脈状, 鉍染状鉍床である。本鉍床の成因に關し Winchell (1910) はペグマタイトに由来すると述べているが著者は1) 黒鉛脈がペグマタイトを切りその縁部に粒化作用が認められ 2) ペグマタイト中の黒鉛脈には黒鉛以外の鉍物は存在せず 随伴脈石も観察されない事から黒鉛の鉍化作用は火成岩進入時より晩期に行われ, ペグマタイトとは直接の成因関係は無く, 更に黒鉛脈中の空隙, 櫛状構造, 皮殻状生成物等の観察結果から本鉍床を浅熱水性起源のものとして認め, これら黒鉛は変成作用に依る炭素の濃集, 又はガス放散作用に依る炭素, 炭化水素等の集中に基因して生成されたと論じている。(Econ. Geol., **49**, 31~43, 1954) [阿部宏]

7729, Gaspe 銅鑛山に於ける母岩の変質 Bell, A. M., Scott, F. J.

本鉍床は Gaspe 石灰岩 (中・下部デボン紀) の背斜軸およびその北翼の変質帯中に胚胎する接触交代鉍床で, その北方には鉍化作用, 母岩の変質をもたらしたと思われる花崗岩々株が分布する。主な鉍石鉍物は黄銅鉍, 磁硫鉄鉍で鉍床は次の3種に区分される。A鉍床帯: 上部層に胚胎, その母岩は黒色石灰質泥岩

が白色微粒珪岩に変質したもの, 層厚500呎。B鉍床帯: 中部層に胚胎, 原岩の珪質石灰岩が珪灰石 透輝石岩石に変質, 層厚120呎。C鉍床帯: 下部石灰岩中に胚胎し, 変質度最も強く柘榴石-透輝石岩に変質, 層厚110呎。

以上3帯の原岩, 変質岩, 鉍床母岩に就いて化学分析を試み次のような結果を得ている。即ち各帯に於て SiO_2 , CaO の増減が特徴的で変質作用に比例して前者は増加, 後者は減少, 又 MgO は減少, Al_2O_3 は増加の傾向を示す。一般に CaO の少い原岩は珪化作用が極めて広範に行われていて採鉍指針にはならず鉍床はむしろ断層, 破碎帯に支配される。これに反し, 原岩に多量の CaO が含まれる場合には珪化作用は局部に限られ鉍床と密接な関連性を有する。(Econ. Geol., **49**, 516~520, 1954) [阿部宏]

7730, 金属の熔点点と鑛床 Sullivan, C. J.

鉍床中にみられるsulphophile element 及び oxyphile element 中前者の熔点点の配列は鉍床中の硫化鉍物の共生関係と類似する故に, 鉍床中の鉍物共生関係, 鉍石品位更に成因を考えるには金属の熔点点は重要である。即ちこの関係は熔点点がelementの相, 拡散及びそのelementに關係する鉍物の解離の指針の意味をもつて居るからである。筆者はかゝる考えより, (Tl, Cd, Pb, Zn) (Sb, Ag, Au) (Ag, Au, Cu) (Cuより高い熔点点をもつ物) 等類似の熔点点を持つ“群”に分け, それぞれの共生関係及び産出状態を簡単に記している。

次にoxyphile elementについて, その成因は主として花崗岩活動中のelementの集中と熔点点の關係を示し, (In, Sn, Bi) (U) (Mo, W) (ペグマタイト中に産するelement) 等に分けそれぞれの鉍物

共生について記し、最後に上記見解より、コロラードの U-V 地帯、ローデシヤ Katanga の Cu-Co-U 地帯、オーストラリアの Western Macdonnell Range の Cu-Ni 地帯、ミズリーの Pb, Sudbury Ni-Co, アリゾナ Ray の斑岩銅鉱等の鉱床を簡単に論述してゐる。(Econ. Geol., 49, 555~574, 1954) [田代]

石 油 鑛 床 學

7731, 原油, アスファルト, 含油岩石に伴うウラニウム及びその他の諸金屬

Erickson, R. L., Myers, A. T., Horr, C. A.

堆積岩中の有機物中にウラニウムが存在していることはこれまで多くの研究者に認められていたが、大部分は堆積岩中の炭酸塩物質に限定された研究で、原油、天然アスファルト及び他の含油岩石中のウラニウムに関する資料は殆どなく、又原油、天然アスファルト、含油岩石等に幾分放射能のあることは判つていたが、これらの物質中の実際のウラニウム含有量、ウラニウム化合物の化学的性質は殆ど判つていなかった。原油、天然アスファルト及び含油岩石から抽出した石油の各試料夫々 29, 22, 27 ケの灰分について半定量的分光分析を行なつた所、V, Ni, Cu, Co, Mo, Pb, Cr, Mn, As の如き金屬が一樣に存在することが判り、一部或る場所ではこれらの金屬が例外的にアスファルト及び含油岩石から抽出した油の灰分中に極めて多く集中していた。又各試料の化学分析の結果では原油のウラニウム含有量が天然アスファルト、含油岩石からの油のそれよりも遥に少ない。上述の 78 ケの全試料中の灰分のウラニウム量は約 0.001~10% で、全石油量に対する含有量は 100 万分中約 0.001 から

32,410ppm. である。灰分中の金屬のあるものは metallo-organic compound として産出し、石油中の重いアスファルト部分に集中している。分析した試料中で元素が例外的に高い集中を示しているのは、これらの元素が oil 生成に関係のあることを示しており、含ウラニウムアスファルトは石油の揮発、酸化作用、重合作用の結果生成されることを暗示している。今後更に金屬が石油の特殊部分に集中するものかどうか、石油中のウラニウム化合物はどんな化学的性質を持つてゐるかを研究して行く必要がある。その結果はウラニウム鉱床の成因、新ウラニウム鉱床探査上の指針として役立つであらう。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 38, 2200~2218, 1954) [田口]

7732, 濁水流と石油探査 Passega, R.

近年所謂濁水流 (turbidity current) に関する研究が ancient sediments と recent sediments の両面から行われてゐるが、今日まで説明のし難かつた多くの堆積作用がこの濁水流によつてよく説明される。濁水流は速度が遅く粘性の強いもの、速度が速く粘性が普通の水程度のもの、速度が遅く粘土の懸垂密度の低いもの等、速度と粘性の組合せにより幾つかの型に分けられる。又濁水流による堆積物はそれが運搬され、沈積する環境によつて夫々特質を有しており、shelf 上のものと可動帯 (mobile belt) 中のものに 2 大別される。濁水流は相当の距離まで多量の堆積物質を運搬し、適当地形の凹地にその懸垂物質を沈積させる管力を有し、堆積盆地に於ける主要な堆積管力であり大部分の深い海成堆積物は悉くこの濁水流により運ばれたものであらう。濁水流による堆積物のあるものは往々 oil trap を形成し易く、或る砂岩が濁水流による堆積物かどうかということ

を知ることは石油地質家にとって重要なことである。濁水流による堆積物であることから次の諸点が明かにされる。1) 複雑な対比問題の解決, 2) 堆積方向, 3) permeability trap の発見, 4) 広域的に連続する堆積相の明確化, 5) 堆積作用と構造との関係, 6) 地史解明の資料提供。濁水流の研究は今後これまで未解決な地質学上の諸問題の解決, 新しい oil reservoir の発見等に大いに貢献し, 探鉱家の新しい一つの道具となろう。

(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **38**, 1871~1887, 1954) [田口]

7733, Vincentown 累層の岩石學的考察 Schlinger, S. O.

New Jersey の Coastal Plain に露出している石英質の有孔虫, 蘚苔類虫を多く含む石灰砂を主とする Vincentown 層 (始新世) に関して堆積作用の状態や堆積物の研究について述べてある。層位学的研究は 1836 年に Rogers によって始めて研究されその後 Knapp(1907), Bickam(1950), Spangler and Peterson (1950) によって研究された。

Vincentown 層は最小層厚 18 呎最大 460 呎で岩相は有孔虫, 苔虫類の多い石灰岩と石英質砂と有孔虫質砂, 海緑石質砂等より構成されている。石英砂の試料に対しては酸に溶かしてその溶ける量を研究している。粒度分析に於ても 16 箇の試料で 1.3 乃至 1.6 の淘汰度を示すが蘚苔虫の多い部分は 2.8 の淘汰度を示す。岩石の鉱物別の分析では海緑石, 雲母と重鉱物が 15%, 石英が 72%, で加里長石, ソーダ長石が 10%, 石灰長石が 3% でありその根源としては酸性の結晶質岩石に考えている。0.074mm から 0.104 mm の大きさのものについて重鉱物の分析を行い Dryden (1940) の結論と同じく主に結晶質岩石に根源をを考えている。

筆者は白つぱく丸味ある石英, 長石と破碎された海緑石の存在で古生代の岩石と Coastal Plain 累層が出来る以前の結晶變成岩に根源を考えている。海の輪廻と堆積作用についてふれ, Hornerstown 層は初期相を表わし, 本層が海侵相で Manasquan 層は海退相でありこの関係について岩相的に又地史的に説明を加えている。最後に Vincentown 層の堆積の海の環境にふれ Durham(1950) の研究を引用し堆積当時は亜熱帯性気候であったとしている。(Jour. Sed. Pet., **24**, 212~217, 1954) [阿部]

7734, Roundness scale の考案

Powers, M. C.

堆積粒子の形状は普通 roundness (円磨度又は円状度) として表わされ, その測定や形状の分類には Wadell (1935), Pettijohn (1949), Krumbein (1941), Russell and Taylor (1937) の考案がある。しかし沢山の粒について測定を行う場合は困難で特に野外ではかたんに測定できない。このことから著者は roundness scale (円状度標準尺と訳しておく) を考案している。これは roundness を標準の形態と比較して very angular, angular, subangular, subrounded, rounded, well rounded と 6 級に分け, 各級の形態の特徴を粘土で模型にし, これを更に high sphericity, low sphericity の 2 組づつ作る。この模型を写真にしこれを用いて実際に粒を写真と比較しながら roundness を決定するのである。この模型は概略的なものであるが, 各級の形態がよくできている, 沢山の粒を測定し統計的に推論する場合にはかたんに決定できるので, 時間的ならびに経済的ならびに野外調査のさいの携行品として便利と思われる。(Jour. Sed. Pet., **23**, 117~119, 1953) [島田]

會員名簿

(昭和 30 年 1 月現在)

ア 安居院弘輔 日立市 日立鉱業所本山
 安積 政昭 神戸市葺合区雲井通り 4丁
 目 22
 安倍 亮 東京都大田区田園調布 3の
 353
 山形市十日町
 安齊 徹 東京都新宿区河田町 地質
 調査所
 安齊 俊夫 東京都新宿区東大久保 2ノ
 317 帝国石油探鉱部
 吾妻 穰 東京都新宿区東大久保 2ノ
 317 帝国石油探鉱部
 阿古目邦夫 北海道札幌郡豊平町石山豊
 平鉱業所
 阿部 顕 三重県南牟婁郡入鹿丁 紀
 州鉱山
 阿部 英博 熊本大学理学部地質学教室
 阿部 宏 東北大学理学部岩鉱教室
 阿部 正宏 東北大学理学部岩鉱教室
 阿部 正行 静岡県磐田郡竜山村峰之沢
 鉱業所
 阿部 昌夫 兵庫県養父郡南谷村 三菱
 鉱業明建鉱業所
 阿部 喜治 青森県東津軽郡野田村 上
 北鉱業所
 愛知学芸大学附属図書館 岡崎市明大寺
 町西郷中 38
 青木謙一郎 東北大学理学部岩鉱教室
 青柳 信義 東京都新宿区河田町地質調
 査所
 青山 信雄 佐賀市 佐賀大学文理学部
 赤塩 一己 長野県上田市水道町
 赤塚 政美 北海道虻田郡山越郡八雲町
 中外鉱業八雲鉱業所
 明石 孝行 大阪市西成区西四条 3の16
 秋田県庁鉱務課 秋田市上手長町
 秋田大学図書課 秋田市手形
 秋葉 力 札幌市南一条西18丁目
 浅井 宏 札幌市 北海道学芸大学
 浅田 寛二 東京都千代田区丸ノ内 2の
 3 三菱鉱業鉱山本社
 浅野 五郎 東京都千代田区丸ノ内 2の
 8 古河鉱業技術部
 浅山 哲二 京都市上京区室町通丸太町
 旭硝子株式会社 企画部資料課 東京都中
 央区銀座4の1
 新井 房夫 群馬大学学芸学部地質教室
 荒井 昇 岐阜県古城郡神岡町 三井
 金属神岡鉱山探鉱課
 荒木 孝治 京都市上京区小山西大野町
 53

荒巻 重雄 東京大学理学部地質学教室
 有田 忠雄 金沢大学理学部
 有路 繁男 宮城県栗原郡築館高等学校
 イ 井上 武 秋田大学鉱山学部地下資源
 開発研究所
 井上 豊雄 東京都新宿区市ヶ谷河田町
 地質調査所
 井島信五郎 東京都渋谷区千駄ヶ谷 通
 商産業局鉱山部石油課
 井沼新五郎 札幌市 札幌東高等学校
 伊藤希久夫 塩釜市石堂 174
 伊藤 建三 釜石市富士製鉄釜石製鉄所
 伊藤 建勇 新居浜市乙1の1 住友金属
 鉱業別子鉱業所庶務課
 伊藤 昌介 神奈川県高座郡大和町 中
 央林間
 伊藤 貞市 東京大学理学部鉱物学教室
 猪木 幸男 小樽市苦竹町21
 飯島南海夫 長野市 信州大学教育学部
 飯田 直雅 北海道空知郡砂川町上砂川
 三井砂川鉱業所
 飯盛 里安 東京都文京区駒込上富士前
 町 科学研究所
 池上 茂雄 北海道岩見沢市 北海道学
 芸大学地質学教室
 池内 宏 鎌倉市雪の下929 横浜国立
 大学学寮
 池村 嗣雄 北海道空知郡赤平町 豊里
 鉱業所
 五十嵐俊雄 東北大学理学部岩鉱教室
 砂沢 準助 福島県伊達郡川保町中町41
 石井 清彦 東北大学理学部岩鉱教室
 石井 瑞郎 福岡市宮内町 164
 石井 康夫 秋田県鹿角郡小坂町 相内
 鉱業所
 石岡 孝吉 名古屋市瑞穂区 名古屋大
 学瑞穂分校
 石外 宏 東京都北多摩郡狹江村岩戸
 日本発送電研究所
 石上 郁衛 静岡県志太郡島田町4704
 石川 清水 福島県針道局区内戸沢村字
 馬栗
 石川 俊夫 北海道大学理学部地質学鉱
 物学教室
 石川 博 上田市 信州大学繊維学部
 石田準之助 北海道余市郡余市町湯内
 住友余市鉱業所
 石田 進 金沢大学理学部地質学科

- 石田道之助 東京都中野区本町通6の30
石田 義雄 東京都新宿区東大久保 2の317 帝國石油株式会社
石田 洋二 東京都目黒区食町 64 米川氏内
石塚 末吉 飯田町市営住宅40
石塚 義彦 秋田県山本郡藤琴村太良鉾山
石橋 正夫 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
石原 勉 東北大学理学部岩鉱教室
石原 寿二 福岡県嘉穂郡稲築町字鴨生有斐寮
石原産業株式会社技術部 大阪市西区江戸堀上通1の12
石和 一夫 長野市 信州大学教育学部
石和田章三 東京大学工学部鉾山学教室 東京都世田谷区松原町 3の1081
磯野 超夫 愛知県愛知郡鳴海町大根39
磯部 清 東京都世田谷区代田2の681
磯見 博 川崎市久木町 地質調査所
市川 渡 金沢大学理学部地質学教室
郡村 賢一 宮城県栗原郡鶯沢町 三菱金属細倉鉾業所
市村 毅 東京都目黒区駒場町865 東京大学教養学部
稻森 潤 東京都練馬区練馬仲町 6の5211
犬塚 英夫 千葉県長生郡茂原町 東芝電気工場
今井 功 川崎市久木町 地質調査所
今井 直哉 新潟大学理学部地質教室
今井 秀喜 東京大学工学部鉾山学教室
今成 和男 栃木県上都賀郡今市町 400
今村 外治 広島大学理学部地質学鉱物学教室
今吉 隆治 静岡県賀茂郡松崎町
茨城大学附属図書館 茨城県東茨城郡渡里村渡里
岩井 淳一 東北大学理学部地質学教室
岩井 津一 東京都目黒区大岡山 東京工業大学
岩生 周一 東京都目黒区駒場町 東京大学理工学研究所内教養学部分室地学研究室
岩崎 岩次 東京都目黒区大岡山 東京工業大学
岩崎 正夫 徳島市南常三島町 徳島大学学芸部地質教室
岩尾 雅三 名古屋市瑞穂区頭田通 2丁目 日本碍子製造部
岩手大学附属図書館 盛岡市上田
- 岩船 達三 東京都中央区日本橋室町 2の1 三井金属鉾業株式会社
岩本 清次 東京都文京区市兵衛河岸 4
鵜飼 保郎 京都大学理学部地質教室
宇都宮大学附属図書館 栃木県河内郡国本村宝木宇都宮大学学芸学部
宇野 一治 宮城県宮城郡官城村落合
宇留野勝敏 東北大学理学部岩鉱教室
上田 潤一 和歌山県那賀郡麻生津村飯盛鉾業所
上田 健夫 京都大学理学部地質教室
上田 国夫 東京大学工学部石油工学科
上野 三義 広島通産局内地質調査所 広島駐在員事務所
上野山書店 和歌山市雄賀屋町東の丁 3
植田 良夫 東北大学理学部岩鉱教室
薄井 広市 東京都港区赤坂葵町3の1 日本鉾業保安部
内田 義信 愛媛県新居浜市繁本町 702
内山 敬明 山口大学文理学部地学教室
梅垣 嘉治 広島市出汐町 広島大学理学部地質学鉾物学教室
ト部 奎一 東京都千代田区大手町 1丁目6 三菱金属鉾業採鉾部地質課
浦島 幸世 北海道大学理学部地質学鉾物部学教室
浦田 英夫 福岡市 九州大学第一分校
江口 元起 仙台市五北番丁88 愛媛鉾業所 愛媛県新居郡大生院村 愛媛大学附属図書館工芸部分館 愛媛県新居浜局区内庄内
小笠原和男 山形県最上郡東小国村向町前 第一鉾業株式会社竜神鉾業所
小川雨田雄 東京都千代田区神田富山町 日本化学工業株式会社
小倉 信雄 東北大学理学部岩鉱教室
小田 範明 香川県丸亀市 四国通商産業鉾山部
小野三千雄 北海道江差局区内新地61
小野田匡高 仙台市琵琶首丁18
小野寺清兵衛 福岡市博多局区内箱崎町 九州大学工学部採鉾学教室
小原梅治郎 新潟県南江津町砂山区 信越化学工業江津工場
小山田拓之 東京都中央区日本橋通3の7 六戸鉾業東京事務所
尾口 仁一 宮城県遠田郡涌谷町田沼町 21

越智弥一郎 高知市山田町 9
織田 精徳 札幌通産局石炭部開発課
生出 慶司 仙台市 東北大第一教養部
及川準之助 岩手県岩手郡松尾村 松尾
鉱業所自修寮内
大井 義夫 奈良県あやめ池新地 (西大
寺局区内)
大泉 製次 山形県庁鉱業課
大久保義和 山形県西村山郡白岩村 永
松鉱業所
大久保五郎 東京都千代田区神田神保町
1の7
大沢 環 工業技術庁地質調査所
大阪市立自然科学博物館
大須友三郎 大阪市天王寺区玉水町
大塚 清彦 栃木県足尾鉱業所
大塚 寅夫 神奈川県逗子市久木19
大友 淳 名古屋通産局内工技庁地質
調査所名古屋駐在所
大貫 照一 東北大学理学部岩磁教室
大沼 善吉 栃木県足尾鉱業所
大野 勝次 東京都千代田区霞ヶ関2の2
資源庁官房統計課
大野 勝次 東京教育大学地質学鉱物学
教室
大羽 八郎 福岡県飯塚市柏ノ森402
大場 邦雄 仙台高校内
大庭 昇 鹿児島市上荒田町 鹿児島
大学文理学部地学教室
大橋 一隆 桐生市本町6丁目376
大橋 良一 秋田大学鉱山学部
大平 成人 鎌倉町小町427
大堀 管 福島県庁総合開発調査局開
発課
大町北一郎 札幌市 北海道大学理学部
地質学鉱物学教室
大森信志雄 浜松市広沢町 浜松北高等
学校
大森 啓一 東北大学理学部岩磁教室
大和栄次郎 川崎市久本町 地質調査所
太田 勇 秋田県由利郡直根村 日本
鉱業本荘油田探鉱所
太田 良平 東京都杉並区永福町415
河原林方
応地 善雄 福岡市荒戸町 福岡学芸大
学福岡分校地学教室
岡崎 由夫 釧路市城山町 北海道学芸
大学釧路分校
岡田 明 札幌郡琴似町川添西中学前
岡田 全弘 栃木県安蘇郡葛生町 磐城
セメント本社工務部内
岡田 広吉 東北大学選鉱製錬研究所

岡田 清蔵 東京都世田谷区玉川奥沢町
3の37
岡田 博 秋田県花岡町 花岡鉱山
岡野 武雄 東京都新宿区河田町 地質
調査所
岡本 次郎 北海道学芸大学旭川分校
岡本要八郎 福岡局区内荒戸町175
岡山大学理学部地質学教室 岡山市津島
奥田 茂穂 東京都中野区新井町455
奥原 宗忠 北海道日高国沙流平取村ニ
セウ 日東鉱山事務所
奥海 靖 仙台市通産局内 地質調査
所仙台駐在所

力 加賀谷文治郎 秋田市 秋田大学鉱山学部
加藤 穆夫 浦和市高砂町4の169
加藤 磐雄 東北大学理学部岩磁教室
加藤 啓 山形県西村山郡高松村米沢
加藤謙次郎 東北大学理学部岩磁教室
加藤 信 金沢市味噌蔵町間の町12
加藤太一郎 新潟県立新発田高等学校
加藤精一郎 山形県東田川郡朝日村上田
沢赤川発電建設部
加藤 肇 東京都千代田区神田三崎町
2丁目34
加藤増太郎 札幌郡西二条7丁目 日本地
下産業株式会社
加納 富夫 名古屋市市中村区岩塚町五反
城35
加納 博 秋田市 秋田大学鉱山学部
加茂野 寿 秋田県小坂局区内 小坂町
小坂鉱業所栗平合宿内
狩野豊太郎 秋田県庁商工水産部鉱務課
香川県立農科大学図書課
香川県木田郡平井町
攪上 忠佑 東北大学理学部岩磁教室
鹿児島大学文理学部図書課
鹿児島市山下町2
笠間 太郎 大阪市北区南堀町12 大阪
市立大学理学部地質学教室
片田 正人 川崎市久本町 地質調査所
片山 信夫 東京都文京区原町126
勝井 義雄 札幌市北23条西6丁目 染
川方
金井 敬吉 東京都新宿区細工町20
金尾 直敬 愛媛県新居浜市夕久川局内
内角野町山根西社宅
金谷 孝 秋田県熊代市柳町54
金子 利三 東京都台東区浅草田島67
金沢大学図書館理学部分室
金沢市仙石町
兼子 勝 川崎市久本町 地質調査所

- 兼松 四郎 滋賀県栗田郡治田村 滋賀農大地質教室内
- 鎌田 泰彦 長崎市大橋町200 長崎大学理学学芸学部地学教室
- 神谷 幸雄 名古屋市瑞穂区堀田通り 3の22
- 神山 次典 大阪府吹田市乗水262 日東寮内
- 神山 貞二 秋田県北秋田郡阿仁合町 阿仁鉱業所内
- 亀井 寛 愛媛県松山市弓ノ町 1
- 唐木田芳文 九州大学理学部地質教室
- 川尻 茂三 秋田県庁商工水産部鉱務課
- 川畑 健雄 山形県西置賜郡小国町 日本電興株式会社
- 川村 和太 東北大学理学部岩磁教室
- 川村 佳夫 三重県四日市市末永 199 株式会社川村組
- 河合 常 松山市 南高等学校
- 河田 晴雄 川崎市久本町 地質調査所
- 河野 義礼 川崎市久本町 地質調査所
- 菅野 五郎 東北大学理学部岩磁教室
- ✧ 木崎甲子郎 北海道大学理学部地質鉱物学教室
- 木崎 喜雄 群馬県前橋市清王寺町 群馬大学学芸学部
- 木立 正嗣 東京都品川区小山台 2の50 農林省林業試験所官舎
- 木之内彦也 津市広明町伊勢新聞出版部
- 木野崎吉郎 広島市出汐町 広島大学理学部地質鉱物学教室
- 木下 亀城 福岡市箱崎町 九州大学理学部地質教室
- 木村健二郎 横浜市長見区東寺尾町1723
- 木村 正 釧路市城山町 124
- 木村 正 東京都新宿区河田町 地質調査所
- 木村 達明 東京都文京区大塚町56 東京教育大学附属高等学校
- 木村 敏雄 名古屋市中区千種区 名古屋大学理学部地球科学教室
- 木村 六郎 東京都板橋区下石神井 2の1232
- 貴志 晴雄 東京都世田谷区成城町63
- 菊地 秀夫 北海道空知郡上砂川町 三井鉱山砂川鉱業所鉱務課
- 菊地 豊 北海道紋別郡紋別町 鴻舞鉱業所
- 岸田 孝蔵 姫路市伊伝居 600 姫路工業大学自然科学教室
- 北原 順一 松江市 島根大学文理学部
- 北村 信 東北大学理学部地質教室
- 九州工業大学附属図書館 福岡県戸畑市
- 桐生 清 東北大学理学部岩磁教室
- 久綱 正典 神戸市長田区池田広町 171の4
- 久野 久 東京大学理学部地質学教室
- 久保 恭輔 東京都新宿区河田町 地質調査所
- 久保 襄 東京都千代田区神田神保町2丁目2 巖松堂3階 ナウカ株式会社
- 草薙 忠明 栃木県足尾町 足尾鉱業所
- 杳沢 新 秋田大学鉱山学部鉱山学科
- 熊谷 善夫 宮城県牡鹿郡渡波町6軒町5
- 熊野 靖治 門司市大字恒見 小野田セメント恒見工場採石課
- 熊本大学附属図書館 熊本市黒髪町
- 倉沢 辰己 群馬県多野郡神流村下野栗須
- 倉持 文雄 東京都西多摩郡氷川町 小河内貯水池建設事務所
- 黒川 純行 山口大学文理学部地学教室
- 黒沢尻工業高校採鉱科 岩手県北上市
- 黒沼 広治 山形県南村山郡中川村永野蔵上鉱山
- 桑原 寛 福島県庁総合開発調査局
- 群馬大学学芸学部図書館 前橋市清王寺町
- コ 小安土公一 東北大学理学部岩磁教室
- 小泉 光恵 豊中市柴原 大阪大学北校地学教室
- 小坂 利幸 北海道大学理学部地質鉱物学教室
- 小坂 丈予 東京都目黒区大岡山 東京工業大学
- 小島 丈児 広島市出汐町 広島大学理学部地質学鉱物学教室
- 小島 公長 東京都渋谷区伊達町83
- 小島 光夫 東京都中央区銀座7の3 明治鉱業株式会社生産部
- 小西 善次 東京都中野区新山通 3の33
- 小西 正春 東京都港区赤坂葵町 日本鉱業鉱山部
- 小林 勇 札幌市南一条西18丁目 地質調査所北海道支部
- 小林 克二 新潟県西頸城郡歌外波村 大日本セルロイド親不知工場
- 小林 国夫 信州大学文理学部地学教室
- 小林幸二郎 東京都新宿区河田町 地質調査所
- 小林 直樹 愛媛県新居郡角野町山根唐天寮
- 小林 彊 広島市基町1 工業技術院地質調査所広島駐在員事務所

牛来 正夫 東京都文京区大塚窪町東京
教育大学地質学鉱物学教室
国府谷盛明 東北大学理学部岩磁教室
後閑文之助 東京都杉並区井荻 2丁目34
黄 春 江 台北市温州街52巷4号
甲田 三男 長野県 信州大学教育学部
高知大学附属図書館 高知市小津町
香村 明美 東北大学理学部岩磁教室
高良 淳 八幡市大蔵勝山町2丁目
高良 義郎 八幡市大蔵勝山町2丁目
神津 儀祐 鎌倉市二階堂101
郷原 範造 東京都新宿区河田町 地質
調査所
越 辰郎 長野県須坂市本郷町
越野 正 北海道大学理学部地質鉱物
学教室
今田 正 山形大学理学部地質教室
今野 弘 東北大学理学部岩磁教室
近藤 精造 千葉大学文理学部地学教室
近藤 忠三 秋田大学学芸学部地学教室
サ 佐久間 正 岐阜県古城郡船津町 神岡
鉱業所
佐々 保雄 北海道大学理学部地質学鉱
物学教室
佐々木正一 仙台市新寺小路
佐々木 久 札幌市南二十一条西 6丁目
日本鉱業社宅
佐々木 実 東京都新宿区河田町 地質
調査所
佐藤 明男 東北大学工学部鉱山学科
佐藤 恭 秋田県鹿角郡 小坂鉱業所
佐藤 敏三 仙台市狐小路 佐藤鉱業所
佐藤 五郎 酒田市新光ヶ丘50の1
佐藤 茂 東京都新宿区河田町 地質
調査所
佐藤 二郎 岩手県岩手郡平館高等学校
佐藤 信男 新潟県東蒲原郡三川村新谷
局内 三川鉱業所鉱務課
佐藤 文雄 室蘭市水元町室蘭工大官舎
佐藤 博之 札幌市南一条18丁目 北海
道通産局鉱山部
佐藤 正気 仙台市荒巻字杉添
佐藤 正信 青森県野内局区内 上北鉱
業所
佐藤 満雄 東北大学理学部岩磁教室
佐藤 三良 福島県相馬郡原ノ町 北海
電気興業KK高ノ倉鉱業所
柳原 忠政 北海道大学理学部地質学鉱
物学教室
柳原雄太郎 愛知県半田市亀崎上河原

逆瀬川清丸 東京都新宿区河田町 地質
調査所
斎藤 邦三 仙台市 仙台第二高等学校
斎藤 浩三 東北大学選鉱製錬研究所
斎藤 仁 札幌市南十条西13丁目
斎藤 甚三 福岡県田川市東区新町 三
井社宅
斎藤 忠夫 横浜市鶴見区市場町1152
東京セレン工業
斎藤 正雄 札幌市南一条西18丁目地
質調査所北海道支所
斎藤 正次 東京都太田区馬込町西 4丁
目70
斎藤 実 香川県木田郡早井町香川農
科大学地学研究室
斎藤 洋彦 仙台通産局鉱山部金属課
坂井 茂 岐阜県古城郡神岡町 神岡
鉱山探鉱課
坂口 博 栃木県足尾鉱業所
酒井 栄吾 岡崎市梅園町字寺裏6の1
学芸大学住宅13号
酒匂 純俊 札幌市中島公園 北海道地
下資源調査所
桜井 欽一 東京都千代田区神田須田町
1の15
桜井仁之助 水戸市外吉田 水戸工業高
等学校採鉱冶金科教室
桜井 敏生 東京都新宿区柏木1150
笹倉健一郎 日立市 日立鉱業所
沢 俊明 北海道札幌市 北海道大学
地質鉱物学教室
沢村孝之助 川崎市久本町 地質調査所
沢村 武雄 高知市 高知大学文理学部
地質学教室
三枝 守維 兵庫県養父郡 明延鉱山
三本杉巳代治 福島大学学芸学部
シ 滋賀県立農業短期大学
滋賀県草津局区内治田村渋
川
志遠 晃 兵庫県朝来郡 生野鉱山
志水 次郎 東京大学理学部地質学教室
紫藤 文子 東京大学理学部地質学教室
白丸新十郎 福岡県戸畑市 九州工業
大学鉱山工学科地質学教室
清水 照夫 京都市上京区烏丸通鞍馬口
上ル 日本地科学社内
椎川 誠 秋田市亀ノ町西土手町8
塩田 勇夫 栃木県下都賀郡吹上村吹上
549
塩原 幹治 東京都新宿区戸塚町4の572
山内弘方
繁沢 和夫 京都府伏見区深草願成町12

- 品川白煉瓦株式会社岡山工場
岡山県和気郡片上町
- 篠田 貢 山口県玖珂郡河山村 河山
鉾山探鉱課
- 柴崎 立 群馬県前橋市北曲輪町
- 柴田 勇 東京都武蔵野市吉祥寺
2671の1
- 柴田久米男 能代市 能代工業高校
- 柴田 秀賢 東京都文京区 東京教育大
学地質学鉱物学教室
- 柴田 莊三 秋田市帝国石油株式会社
秋田鉱業所
- 柴田 豊吉 東京大学理学部地質学教室
- 柴橋 敬一 山形県西村山郡寒河江町大
学寒河江町丁50
- 渋谷 五郎 山口市後河原山口大学文理
学部地質学教室
- 島田 昱郎 東北大学理学部岩鉱教室
- 島田 忠夫 東京都新宿区河田町 地質
調査所石油課
- 島田 衛 茨城県日立市本山 日立鉾
業所探査課
- 島津 光夫 東北大学理学部岩鉱教室
- 島根大学附属図書館 松江市西津川町
- 下田 哲也 東北大学理学部岩鉱教室
- 秀 敬 広島市出汐町 広島大学理
学部地質学鉱物学教室
- 樹下 惺 秋田市西根小屋町帝石秋田
鉾業所
- 正田篤五郎 東京大学理学部地質学教室
- 庄司 誠一 東北大学工学部鉾山学教室
- 常 子 文 東京都中野区宮園町2の29
- 白井 六蔵 北海道(天塩国)上川郡下川
村 新下川鉾山
- 白石 辰巳 秋田市 帝石秋田鉾業所
- 白石 剛 熊本大学理学部地学教室
- 白石 豊 秋田県鹿角郡小坂町 相内
鉾業所
- 白神 正夫 尼崎市橋田字菱付所72
- 白水 晴雄 九州大学理学部地質学教室
- 新鉾業開発鉾山部
東京都中央区銀座東 8丁目
19番地10
- 信州大学理学部図書館 長野市西長野町
- 信州大学理学部図書館 松本市県町
- 神保 恵 山形市外飯塚村62
- ス 図師 政美 北海道大学理学部地質学
学教室
- 須藤 俊男 東京都文京区 東京教育大
学理学部地質学鉱物学教室
- 須原屋書店 浦和市仲町2丁目113
- 末野 悌六 市川市市川1の125
- 末松 市松 山口大学文理学部地学教室
- 萱木 浅彦 東北大学理学部岩鉱教室
- 菅 清康 東京都千代田区大手町 三
菱金属鉱業株式会社採鉱部
- 菅井敬一郎 山形市六日町1030 鈴木方
- 菅原 欣一 東北大学理学部岩鉱教室
- 菅原 公平 神奈川県藤沢市島沼2440
- 杉浦 孝三 東京都目黒区大岡山 東京
工業大学窯業科
- 杉浦 精治 金沢大学理学部地質学教室
- 杉本 功 北海道檜山郡上国村今井
石崎鉾山
- 杉本 良也 札幌市 中島公園拓殖館内
北海道地下資源調査所
- 杉山 隆二 新潟大学理学部地質学教室
- 鈴木 喜義 福島県耶麻郡加納村 与内
畑鉾山
- 鈴木 敬治 福島市 福島大学学芸学部
- 鈴木 好 東京都新宿区百人町4の400
資源科学研究所内
- 鈴木 重人 名古屋市東区東芦野町 愛
知学芸大学地学教室
- 鈴木 醇 北海道大学理学部地質学
学教室
- 鈴木 喬 東北大学工学部鉾山工学科
- 鈴木 敏明 岩手県岩手郡松尾村 松尾
鉾業所 蔭沼アパート
- 鈴木 秀幸 東北大学理学部岩鉱教室
- 鈴木 淑夫 北海道大学理学部地質学
学教室
- 鈴木 正利 広島県南段原町1634
- 鈴木 勝 東北大学選鉱製錬研究所
- 鈴木 衛 東北大学理学部岩鉱教室
- 鈴木 守 北海道大学理学部地質学
学教室
- 鈴木 光郎 東北大学理学部岩鉱教室
- 鈴木 礼吉 東北大学理学部岩鉱教室
- 鈴木康三九 東北大学工学部鉾山学教室
- 砂川 一郎 東京都新宿区河田町 地質
調査所
- 角 清愛 東京都新宿区河田町 地質
調査所
- 住友金属別子鉾業所庶務課
愛媛県新居浜市乙巻の壱
- セ 瀬戸 速水 盛岡市上田与力小路212
- 瀬戸 正雄 串木野市荒川 荒川鉾業所
- 関 寿和 東北大学理学部岩鉱教室
- 関 啓 長野市 信州大学教育学部
- 関 陽太郎 埼玉大学理学部地学教室
- 関根 良弘 東京都新宿区河田町 地質
調査所

積善館支店 広島県千田町広島大学正門前
 全田 孝 福島県郡山市鴻巣34
 千藤 忠昌 東北大学理学部岩砥教室
 ソ 宗宮 重行 東京都世田谷区成城町274
 タ 田口 一雄 東北大学理学部岩砥教室
 田口今朝男 長野市 信州大学教育学部
 田口 恒勇 東北大学工学部鉱山工学科
 田代 弘伯 福島県相馬郡小高町
 田代 忠一 東北大学理学部岩砥教室
 田中 収 長野県上高井郡東村 米子
 鉱業所
 田中 賢三 東京都文京区駒込千駄木町
 113 凡地学研究社
 田辺 健一 東北大学理学部地理学教室
 田辺 泰夫 神奈川県中郡二宮町886
 田村 功 山口大学文理学部地学教室
 高岡 公昭 大阪府池田市玉坂町34
 高木 周一 神戸市東灘区魚崎町横屋766
 高沢 松逸 兵庫県養父郡 明延鉱業所
 高島 清 広島市 広島通産局内地質
 調査所
 高田 昭 東京都港区赤坂青山町1の1
 間組
 高橋 明俊 秋田県山本郡琴藤村 古河
 鉱業太良鉱業所
 高橋維一郎 岩手大学工学部鉱山工学科
 高橋英太郎 山口大学文理学部
 高橋 純一 東京都杉並区和田本町981
 日立製作所社宅
 高橋 登 東北大学理学部岩砥教室
 高橋 輝道 愛媛大学工学部鉱山学教室
 愛媛県新居浜市八雲町1の2
 高橋 一 三重県南牟婁郡八鹿村 石
 原産業株式会社紀州鉱業所
 高橋 英夫 宮城県栗原郡 細倉鉱山
 高橋 博 東京都千代田区河田町 地
 質調査所東京分室
 高橋 兵一 仙台市東三番丁通産局内
 地質調査所仙台駐在員事務
 所
 高橋 光明 北海道亀田郡亀田村字本町
 3
 高橋 義士 北海道旭川市新町四条4丁目
 高橋 洋 北海道上川郡下川町 三菱
 金属下川鉱業所
 高島 彰 東京都文京区大塚坂下町40
 高丸美津雄 兵庫県朝来郡 生野鉱山
 鷹村 権 広島市荒神町253
 滝川 一博 北海道虻田郡京極村協方
 日鉄鉱業北海道鉱業所

滝本 清 京都大学工学部鉱山学科
 武井 和夫 浦和市本太2235
 武司 秀夫 広島大学教養部地質学教室
 武田 達也 東京都港区青山1丁目 青
 山アパート12号館14号
 武中 俊三 姫路市伊伝居 姫路工業大
 学鉱床地質教室
 竹内 順治 長野市 信州大学教育学部
 竹内 常彦 東北大学選鉱製錬研究所
 竹内 正辰 静岡大学教育学部地学教室
 竹内 英雄 東京都千代田区丸の内2の8
 古河鉱業株式会社
 竹内 嘉助 札幌市北四条西23丁目
 竹下 寿 長野市箱清水町長野西高等
 学校通信教育部
 橘 寿郎 大津市栗津町25 日本電気
 硝子株式会社製造部
 立木 省治 長野市 信州大学教育学部
 立見 辰雄 東京都三鷹市牟礼355
 谷 正巳 仙台通産局内地質調査所仙
 台駐在所
 谷 竜治 秋田県仙北郡六郷町字大町
 谷田 勝俊 東北大学理学部岩砥教室
 谷波 正三 金沢大学理学部地質学教室
 谷村昭二郎 東北大学理学部岩砥教室
 種子田定勝 福岡市箱崎町 九州大学理
 学部地質学教室
 種村 光郎 東京都新宿区河田町 地質
 調査所
 玉置 裕彦 和歌山県新宮市船町114
 山徳製材所内
 玉木 貴祐 東北大学理学部岩砥教室
 チ 地質調査所大阪駐在員事務所
 大阪市東区備後町5丁目27
 地質調査所北海道支所 札幌市南一条
 千葉 慧 東北大学理学部岩砥教室
 茅原 一也 新潟大学理学部地学教室
 チャールス・イー・タトル商会
 東京都文京区江戸川町15
 ツ 津島 精一 山口大学文理学部地学教室
 津末 昭生 東京都杉並区和泉町627
 津乗豊太郎 愛媛県新居浜市 別子鉱業
 所選鉱工場
 津留 和子 熊本大学理学部地学教室
 津屋 弘達 東京都文京区駒込西片町13
 の8
 塚田 文男 東京都文京区駒込千駄木町
 59

- 塚脇 祐次 京都市左京区吉田牛の宮町 17
- 筒浦 明 札幌市南十八条西6丁目
北海道札幌南高等学校
- 坪 敏雄 北海道余市郡余市町 余市
高等学校
- 坪井誠太郎 東京大学理学部地質学教室
- 坪谷 幸六 東京都港区麻布菟土町14
- 鶴島 鎮彦 岩手県上閉伊郡甲子村大橋
釜石鉱山万生寮
- テ 寺島 湯次 岐阜県古城郡神岡町前平
対山寮
- ト 戸苅 賢二 北海道大学理学部地質学鉱
物学教室
- 戸田 一美 鹿児島県出水市諏訪馬場
- 戸塚 好雄 東京都渋谷区千駄ヶ谷 東
京通産局鉱山部
- 東京教育大学地質学鉱物学教室
東京都文京区大塚窪町
- 東郷 文雄 東京都新宿区河田町 地質
調査所
- 東邦亜鉛株式会社鉱山部
東京都中央区日本橋室町 4
丁目4番地
- 藤間 峰俊 宮城県東戸杵郡上北村 榎
峰鉱山地質課
- 時津 孝人 東京都新宿区市ヶ谷河田町
8 地質調査所鉱床部非金
属課
- 徳島大学学芸学部図書分館
徳島市南常三島町1丁目
- 富坂 武士 山口大学文理学部地学教室
- 富田 達 九州大学理学部地質学教室
- 富田 光孝 東京都世田ヶ谷区烏山1009
- 富田 芳郎 東北大学理学部地理学教室
- 富塚 終吉 福島県福島県庁教育委員会
- 富永 俊治 東京都港区赤坂葵町 日本
鉱業探査部鉱山調査課
- 豊田 環吉 東京都新宿区百人町 衛生
試験所地下水温泉試験室
- 豊田 英義 松山市道後南町2丁目487
- ナ 名古屋大学附属図書館
名古屋市市中局区内中區南外
堀町
- 名古屋工業大学図書館
名古屋市中局区内御器所
町
- 内藤 貞夫 神奈川県鎌倉市鎌倉山旭ヶ
丘 時田方
- 中 東策 秋田県鹿角郡 小坂鉱山
- 中川 進 東京大学理学部鉱物学教室
- 中島 俊二 静岡県磐田郡竜山村 峰之
沢鉱業所
- 中西 信弘 金沢市山の上町 5丁目14
- 中村 元 北海道空知郡赤平村赤平炭
鉱
- 中村小四郎 福岡市大坪町2丁目49の1
- 中村 譲三 川崎市久本町 地質調査所
- 中村 二郎 長野市 信州大学教育学部
- 中村 哲郎 栃木県足尾鉱業所
- 中村 久由 川崎市久本町 地質調査所
- 中村 博 山口大学文理学部地学教室
- 中村 譲 秋田大学鉱山学部鉱山学科
- 中本 明 北海道札幌市南二十条西13
丁目
- 中山 一義 香川県木田郡平井町 香川
農科大学地学研究室
- 永井彰一郎 東京大学工学部
- 永淵 正叙 東京都世田ヶ谷区代田2の958
- 長尾 恵 山口大学文理学部地学教室
- 長沢敬之助 名古屋市千種局区内 名古
屋大学理学部地球科学教室
- 長島 乙吉 東京都麹町局区内千代田区
五番町4 科学研究所飯盛
研究室内
- 長原 正治 京都府南桑田郡菟田野村
株式会社栗村鉱業所大谷鉱
山
- 成田 英吉 北海道大学理学部地質学鉱
物学教室
- 南部 松夫 东北大学選鉱製錬研究所
- ニ 新潟大学理学部 新潟市西大畑町
- 西尾桂次郎 武蔵野市吉祥寺87
- 西尾 滋 東京大学工学部鉱山学科
- 西沢章三郎 東京都豊島区椎名町 8 の
3897
- 西沢 徳雄 北海道紋別市鴻之舞鉱業所
- 西島 隆之 東京都江東区深川東雲町 2
丁目3 日東紡績株式会社東
京工場社宅
- 西谷 民雄 東京都港区赤坂葵町 日本
鉱業探査部
- 西原 元男 長崎県下県郡佐須村 東邦
亜鉛対州鉱業所
- 西宮 典夫 宮城県本吉郡 大谷鉱業所
- 西脇 親雄 東京都目黒区宮前町64
- 日本鉱業日立鉱業所探鉱課 日立市
- 日本鉱業日立鉱業所業務課買鉱係 日立市
- 日本鉱業探査部 東京都港区赤坂葵町
- 日本剛管鉱業企業部調査課
東京都千代田区丸の内1の2

- 日本セメント生産部鉱業課 東京都千代田区大手町2丁目9
- 日鉄鉱業総務部総務課 東京都千代田区丸の内 2丁目20の1
- 日鉄鉱業釜石鉱業所 岩手県上閉伊郡甲子村
- 入道 正 宮城県登米町登米高等学校
- ネ 根橋雄太郎 東京都杉並区荻窪局三谷町75
- 根本 忠寛 札幌市南一条地質調査所北海道支所
- ノ 野口喜三雄 東京都目黒区金町 都立大学理学部化学教室
- 野沢 保 川崎市久本町 地質調査所
- 野田真三郎 東京都世田谷区下馬町2の5
- 野田夢次郎 福岡県糸島郡貴山村浜添加布理海岸
- 野村 武 金沢大学理学部地質学科
- ハ 長谷川修三 東北大学理学部岩磁教室
- 橋本 克昭 東北大学理学部岩磁教室
- 橋本 誠二 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
- 橋本 綱治 秋田県北秋田郡花岡町 同和鉱業花岡鉱業所
- 橋元 昇 仙台市国分町 住友金属鉱業仙台出張所
- 端山 利八 金沢大学理学部地質学科
- 蜂屋 可典 東北大学理学部岩磁教室
- 初田甚一郎 京都大学理学部地質教室
- 花岡 完 岡山県和気郡三石町 川崎炉材株式会社研究課
- 花村曾太郎 北海道紋別郡丸瀬布町金山
- 浜口 克巳 大分県北海部郡佐賀関町 佐賀関製錬所調査課
- 浜地 忠男 東京都世田谷区世田谷 1丁目811
- 早川 典久 東北大学工学部鉱山学科
- 早瀬 一一 京都大学理学部地質教室
- 早瀬喜太郎 埼玉県入間郡飯能町3の436
- 林 茂 秋田県鹿角郡小坂町 相内鉱山
- 林 高朗 北海道室蘭市知利別町213 富士製鉄如水寮
- 林 那佳夫 群馬県北群馬郡金島村 国立療養所大日向荘 第5病棟
- 林田志賀雄 久留米市篠山2の158
- 原 幸司 長野市 信州大学教育学部
- 原口 九万 大阪市東区備後町 工業技術庁地質調査所大阪支所
- 原口 正敏 静岡県磐田郡竜山村 峰之沢鉱業所親和寮
- 原田 準平 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
- 原田 義博 山口大学理学部地学教室
- 針谷 宥 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
- 春本 篤夫 京都大学理学部地質教室
- 番場 猛夫 札幌市北二十六条東 4丁目工業技術庁地質調査所札幌支所
- ヒ 樋口 潔 熊本大学理学部地学教室
- 肥田 昇 立川市錦町2の81
- 日高 進 青森県上北郡 上北鉱業所
- 一杉 武治 東京都千代田区丸の内 2の18内外ビル電源開発KK
- 平井 喜郎 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
- 平林 武雄 福島県安積郡三和村 白石鉱業株式会社高旗鉱業所
- 平峰 武夫 平市労働基準監督署
- 平山 昭 新潟県北蒲原郡赤谷村 日鉱赤谷鉱業所
- 平山 健 川崎市久本町 地質調査所
- 広川 治 川崎市久本町 地質調査所
- 広川 稔 東京都武蔵野市吉祥寺字本田南2501
- 広渡 文利 九州大学理学部地質学教室
- フ 富士製鉄室蘭製鉄所 室蘭市輪西町12
- 深谷 純一 福島市平和通舟場町 1
- 福尾 泰一 名古屋市中区水筒町4の8
- 福島大学附属図書館学芸学部分館 福島市浜田町84
- 福田 連 東京都目黒区大岡山108
- 福富 忠男 札幌市北三条西7丁目2
- 福山 賢藏 熊本大学理学部地学教室
- 藤井 浩二 九州大学理学部地質学教室
- 藤川 武臣 仙台市小田原中江南90
- 藤田 文雄 仙台市北鍛冶町59
- 藤原 隆代 東京都新宿区百人町 4丁目400
- 藤原 哲夫 北海道札幌市北二十二条西2丁目3
- 藤本 重美 山口大学文理学部地学教室
- 藤本 治義 東京都中野区江古田 2丁目566
- 舟橋 三男 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
- 舟山 裕七 東北大学教育教養学部地学研究室

- 古川 和代 福岡県戸畑市千防町 8丁目
44 明治鉱業寮
- ホ 保科 恒二 東北大学理学部岩磁教室
北海道大学工学部応用地質学研究室
札幌市北八条
北海道学芸大学旭川分校図書課
旭川市北門町 9丁目
北海道土木試験所 北海道札幌郡豊平町
星野 寛 札幌市北三条西5丁目 道
庁開発計画課
星野 義昭 福岡県八幡市藤田 黒崎窯
業株式会社研究所
細井 弘 秋田市帝国石油秋田鉱業所
堀 純郎 東京都杉並区上荻窪1の105
堀 恒太郎 東京大学教養部地質学教室
堀内孫十郎 岩手県日詰町
堀内 恵彦 東京都世田谷区下馬 2丁目
39
堀越 義一 東京都杉並区下高井戸町 4
の979
堀田 敦史 岐阜県古城郡 神岡鉱山
本多 朗郎 秋田大学鉱山学部
本多 共之 東京都港区赤坂葵町3 日本
鉱業探査部
- マ 馬野 福夫 静岡県田方郡修善寺町熊坂
42
前沢 保利 東京都渋谷区代々木山谷町
190代々木山谷アパート403
前田 孝矩 福岡市 九州大学工学部
前原 精 福岡県柳川市カニ町23の4
牧野登喜男 東京都千代田区河田町 地
質調査所東京分室
益田 功 東京都港区赤坂葵町3の1
日本鉱業技術部
益富寿之助 京都市上京区烏丸通出水西
8 日本鉱物趣味の会
増井 淳一 東北大学農学部
増淵 堅吉 北海道紋別市鴻舞 住友鴻
舞鉱業所
増淵 三郎 北海道紋別郡九瀬布町金山
住友金属鉱山株式会社北見
鉱業所
待場 勇 仙台市山田第2丁目揚住宅36
号
松浦 二郎 千葉県市川市若宮404
松尾鉱山事務所 岩手県岩手郡松尾村
松隈 寿紀 九州大学農学部農業土木学
教室
松崎 庚一 柏崎市 柏崎女子高等学校
松里 英男 山口大学文理学部地学教室
- 松沢 勳 名古屋大学理学部地球科学
教室
松下 進 京都大学理学部地質学教室
松下 久道 九州大学理学部地質学教室
松田 龜三 千葉県白浜村長塚
松田 良治 大阪市旭区新森小路町南 3
の25
松永 亮 静岡県磐田郡竜山村 峰之
沢鉱業所親和寮
松橋 秀郎 東北大学理学部岩磁教室
松原 洪 静岡県田方郡上肥町新田
中外鉱業株式会社清越鉱山
松本 徹夫 九州大学理学部地質学教室
松本 章男 熊本大学理学部地学教室
松本 隆一 宇部市小串 宇部興産株式
会社炭業本部生産部
松本 唯一 熊本大学理学部地学教室
松山 基範 山口大学本部
- ミ 三井 彊 日立市鳩ヶ丘県営第2号
三浦 博雅 東京都文京区竹早町82
三菱鉱業生産部地質課
東京都千代田区丸の内1の4
三菱金属生野鉱業所
兵庫県朝来郡生野町
三菱金属鉱業株式会社鉱業研究所
埼玉県大宮市北袋16
三原 栄 京都千代田区丸の内2の3
三菱鉱業鉱山部鉱山課
三好 徹 神戸市灘区篠原伯母野山
六甲高等学校
三好 愛媛県喜多郡五十崎町 昭
和鉱業大久喜鉱業所
三輪 孝朔 岐阜県古城郡神岡町前平
神岡鉱業高校
三輪 正房 山口大学工学部鉱山学科
三宅 寛 京都府与謝郡岩滝町 岩滝
寮内
水上 勝義 熊本市 熊本県立商業高等
学校地学科
光田 武 山口県阿武郡奈古町日本耐
火会古工場
港 種雄 京都大学工学部鉱山学教室
湊 秀雄 東京都目黒区駒場 東京大
学教養学部地質学教室
湊 正雄 北海道大学理学部地質学鉱
物学教室
宮城 一男 東北大学理学部岩磁教室
宮坂満喜三 尼崎市久々知字福長20 日
本板硝子株式会社研究所
宮崎 駿一 静岡県駿東郡裾野村佐野

宮沢 俊弥 東京都中野区江古田2の62
5号社宅

宮島 建久 栃木県塩谷郡藤原町小佐越
木戸ヶ沢鉱業所

宮本 弘道 東京都新宿区河田町 地質
調査所

宮久三千年 九州大学理学部地質学教室

都城 秋穂 東京都練馬区豊王北 3の2
共栄荘

ム 牟田 邦彦 福岡市箱崎小松町県営アバ
ート112号

武藤 章 東北大学工学部第二教養部

武藤 矩靖 東京都中央区京橋1の2 ラ
サ工業株式会社内

向井 金二 兵庫県養父郡 明延鉱山

鞭 政共 福岡県甘木市公園通り

村井 貞允 岩手大学工学部

村岡 誠 東京都千代田区丸の内1の4
新丸ビル6階 松尾KK技
部衛

村上 敦郎 山口大学理学部地学教室

村上 允英 山口大学理学部地学教室

村山 正郎 川崎市久本町 地質調査所

村山四喜男 秋田県川尻総社前133

昌本 順亮 金沢大学理学部地質学科

室蘭工業大学附属図書館
室蘭市水元町

モ 本島 公司 東京都新宿区河田町 地質
調査所

桃井 齊 福岡市九州大学理学部地質
学教室

百武 松児 新潟県関屋金鉢山 23 番割
245番地

森岡 昇 岡山県真庭郡勝山町勝山高
等学校

森永 茂 愛媛県新居郡角野町 別子
鉱業所探鉱部

森本 良平 東京都文京区駒込浅嘉町78

森脇 孝洋 東京都世田ヶ谷区代田 1の
729 日鉄梅ヶ丘寮

ヤ 八木 健三 三台市花京院通77

八木 節男 東京都世田ヶ谷区烏山町
日本鉱業株式会社烏山試験
所

八島 隆一 福島大学工学部地学教室

八幡製鉄八幡製鉄所 八幡市大字枝光

矢野 茂樹 石巻市西村堤4の55

谷地 悌二 岩手県下閉伊郡田老町 田
老鉱山大和寮

安田 嘉雄 山梨県都留市宝鉱山社宅

山内 達朗 熊本大学理学部地学教室

山江 徳蔵 栃木県上野原市 足尾鉱業
所地質課

山岡 一雄 熊本大学理学部地学教室

山岸猪久馬 長野県上田染谷丘高校

山口 鎌次 松江市 島根大学

山口 孝三 神奈川県相模原町下九沢
1902 魚住医院方

山口 四郎 東京都港区赤坂葵町 3 日
本鉱業探査部

山口大学附属図書館文学部分館
山口市後河原 150の1

山口大学文学部地学教室
山口市後河原

山口 定 京都市左京区北白川下池田
町20

山口 勝 福岡県糟屋郡香椎町香山住
宅S32号

山崎 寿雄 東京都世田ヶ谷区北沢 2の
280 つばと荘

山崎 正男 東京大学理学部地質学教室

山下 親平 愛媛県新居郡神郷村大字郷

山下 陽三 山形県南置賜郡南原村字李
山 西晋妻鉱業所

山島 護嘉 東京都世田ヶ谷区太子堂町
433

山田 敬一 北海道大学理学部地質学鉱
物学教室

山田 四郎 金沢大学理学部地質学科

山田 知良 愛知県愛知郡幡山村 山口
探掘所

山田 直秋 川崎市久本町135 地質調
査所

山田 久夫 東京都目黒区大岡山 東京
工業大学

山田復之助 神奈川県茅ヶ崎市東海岸
10003

山田 正春 東京都新宿区河田町 地質
調査所

山梨大学附属図書館 甲府市元柳町

山室 泰一 足利市緑町1丁目3251

山本 勇 東北大学理学部岩鉱教室

山本 謙吉 仙台市本荒町20 第一通商
仙台出張所内 三井金属鉱
業株式会社

山本 重男 東北大学理学部岩鉱教室

山本 敬 福岡県戸畑市中原町 九州
工業大学官舎

山本 敏夫 北海道空知郡上芦別 明治
上芦別鉱業所東町

山本 博達 九州大学理学部地質学教室

山本 学 東京都渋谷区代々木本町
743

- 山本 隆一 富山県中新川郡中加積村
949
- 山脇友次郎 東北大学理学部岩磁教室
- 3 与内畑鉦山 福島県耶麻郡加納村
与良 三男 鎌倉市腰越653
横浜国立大学工学部 鎌倉市雪ノ下
横路 雅美 札幌市南五条西21丁目337
横谷 和光 長野県更級郡塩野村6705
横山 鼎 東北大学理学部岩磁教室
吉川 恵章 鹿兒島県串木野市下名 串
木野鉦業所
吉木 文平 横浜市鶴見区鶴見町304
吉沢 甫 京都大学理学部地質学教室
吉田 善亮 東京都武蔵野市吉祥寺865
吉田 久昭 東北大学理学部岩磁教室
吉田 博直 広島大学理学部地質学鉦物
学教室
吉田 雅 福島県若松市栄町862 福島
県立会津工業高等学校
吉 乃 鉦 山 秋田県雄勝郡西成瀬村
吉野 言世 広島大学東雲分校地学研究
室
吉野 実 和歌山市字須栄町347
吉村 豊文 九州大学理学部地質学教室
吉元 豊 北海道根室市字千島町1の1
米林 滋 秋田県北秋田郡阿仁合町
阿仁鉦山
米谷 利治 新潟県東蒲原郡三川村 日
本鉦業株式会社三川鉦業所
- リ 力久 順一 佐賀県佐賀郡久保田村大字
徳万小路
- ロ 呂 海 星 中華民國台湾台北市松江路
150巷29号
- ワ 和田 明 鳥取県西伯郡高麗村 鳥取
県立養良農業高等学校
和田 七郎 東京都北多摩郡調布町布田
小島分334
和田 正美 東北大学選鉦製錬研究所
早稲田大学理工学部図書館
東京都新宿区戸塚町1の647
渡辺 斌 東北大学理学部岩磁教室
渡辺 岩井 東京教育大学地質学鉦物学
教室
渡辺 憲一 秋田県鹿角郡尾去沢町 三
菱金属尾去沢鉦山地質課
渡辺 貞夫 東北大学理学部岩磁教室
渡辺 新六 栃木県鹿沼市戸張町
渡辺 卓 東北大学理学部岩磁教室
渡辺 武男 東京大学理学部地質学教室
渡辺 迪 名古屋市中種区萱場町 3の
32萱場荘16号
渡辺 俊男 富山県新湊市 獅子絵田167
の1
渡辺萬次郎 東北大学理学部岩磁教室
渡辺吉兵衛 山形県米沢市柱町3142
渡部 哲光 津市三重県立大学水産学部
亘理誠五郎 山形県西村山郡白岩村 永
松鉦業所

Hand book of gem identification. By T. Liddicoat, Jr. 本書は宝石類を鑑定するに必要なことがらを詳細に述べたものである。従来、宝石に関する著述は少からず出版されていたが、実際に未知な一宝石がどのような種類のものであるかを鑑定するに役立ち得るものは少なかった。そこで著者はこのために本書を記述したのであって、前半には主として宝石の鉱物学的諸性質と、これらを定量的に測定する方法を述べている。特に人工宝石の包裹物が球状であること、又研磨した時には条線が認められること、短波長紫外線下で着色して見えること、二重かきね宝石三重かきね宝石等を興味深く記載している。後半には紫色透明宝石、緑色透明宝石、黄色透明宝石、褐色透明宝石、桃色乃至赤色透明宝石、無色透明宝石、不透明の青色、緑色、赤色、黄色、褐色、白色、灰色、及び黒色宝石等について、詳しく鑑定法を述べ、鑑定表を附記している。(Gemological Institute of America, 本文 294, 附図 110, 初版1947年, 再版1948年, \$ 4.50) [大森]

ASTM standards 1952, (Part5) A.S.T.M.によつて刊行されている ASTM standards 1952年版(3年毎に発行)の全7冊の中の1つで、本冊はガス・石油・芳香族炭化水素・潤滑油に関係する各種の規格試験法及び実験装置などがこの刊行物の型式に従つて掲げられたものである。本冊で扱われている内容を項目別で示せば Petroleum products and lubricants (1~638頁), ASTM engine test methods for rating fuels (641~696頁), Methods of measuring and sampling petroleum and petroleum products (699~796頁), Coal and coke (799~796頁), Gaseous fuels (907~1052頁), Industrial aromatic hydrocarbons (1055~1106頁), Engine antifreezes (1109~1136頁), 及び Thermometers and general testing methods (1139~1228頁)で、例えば石油及び石油製品については crude-petroleum, butadiene, bituminous materials, motor and aviation fuels, petroleum solvent and naphthas, diesel fuels, lubricating oils 及びその他の grease, wax について、各種の試験法及び装置が掲げられ、また石炭及び骸炭の項でも同様に試料採取法、スクリーン分析法など他の項目に於けると同様物理化学実験及び工業試験法の必要な材料が網羅されている。因みに本冊の他の内容を挙げれば、Part1—Ferrous metals, Part2—Non-ferrous metals, Part3—Cement, ceramics, concrete etc., Part4—Paint, naval stores etc., Part6—Rubber, plastics etc.及びPart7—Textiles, soaps, paper etc.である。(American Society for Testing Materials, 1953年2月発行, 本文 1228頁, 4000円) [加藤磐]

本誌抄録欄擔當者 (五十音順)

阿部 宏	阿部 正宏	石井 清彦	植田 良夫	大森 啓一
加藤 磐雄	加藤謙次郎	今野 弘	島田 昱郎	島津 光夫
吉木 浅彦	鈴木 光郎	千藤 忠昌	田口 一雄	長谷川修三
横山 鼎	渡辺万次郎			

昭和30年1月20日印刷		昭和30年2月1日発行	
発行所	仙台市片平丁東北大学理学部内 日本岩石礦物礦床学会 〔電話仙台③1181(内線311)〕	入會申込所	仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石礦物礦床学会
編輯兼發行者	大 森 啓 一	會費納入先	同 上〔振替仙台8825番〕
印刷所	仙台市堤通27〔電話③2027〕 笹氣出版印刷株式会社	本會會費	一ヶ年分 400円(前納)
印刷者	笹 氣 幸 助	本誌定價	一 部 80円(會員外)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

- The Ryōke granites and Ryōke metamorphics in the Ina district,
Nagano Prefecture.....K. Ishii, Y. Ueda and M. Shimazu.
Pyralspite garnet from a low grade pelitic schist in the Sanbagawa
metamorphics.....A. Miyashiro.
Autoradiographic studies on some lamprophyre and mudstone.
..... I. Hayase and T. Tsutsumi.
Microscopic study for ore minerals from the Ashio copper mine.
..... N. Yamae.
Petrological study of the Tabashine adamellite mass.....M. Shimazu.
Notes and news.
Announcements of meeting. etc.
Book reviews.
Handbook of gem identification. By R. T. Liddiccat, Jr. etc.
Abstracts :
Mineralogy and crystallography. Identification of wenzelite and
baldaufite with hureaulite. etc.
Petrology and volcanology. Alkaline syenite at Ruri, South Nyanza,
Kenya. etc.
Sci. of metallic deposits. The Jersey lead-zinc deposit. etc.
Sci. of petroleum deposits. Association of uranium and other metals
with crude oil, asphalt, and petroliferous rock. etc.
-

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.